

**UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID**

**FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS**

**Departamento de Geodinámica**



**TESIS DOCTORAL**

**Análisis sismotectónico, neotectónico y paleosísmico  
de la zona de falla de El Salvador, Centro América**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR

**Carolina Canora Catalán**

Directores:

**José J. Martínez Díaz,  
Pilar Villamor**

**Madrid, 2011**

**ISBN: 978-84-694-6518-9**

**© Carolina Canora Catalán, 2010**



# ANÁLISIS SISMOTECTÓNICO, NEOTECTÓNICO Y PALEOSÍSMICO DE LA ZONA DE FALLA DE EL SALVADOR, CENTRO AMÉRICA

CAROLINA CANORA CATALÁN

TESIS DOCTORAL  
UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID  
NOVIEMBRE 2010





# **ANÁLISIS SISMOTECTÓNICO, NEOTECTÓNICO Y PALEOSÍSMICO DE LA ZONA DE FALLA DE EL SALVADOR, CENTRO AMÉRICA.**

Carolina Canora Catalán



Tesis doctoral dirigida por José J. Martínez Díaz y Pilar Villamor

Noviembre 2010

Realizada en el Departamento de Geodinámica de la

Facultad de Ciencias Geológicas,

Universidad Complutense de Madrid





A mis padres, hermanos y abuela.  
A Jorge y a Jimena niña, la mayor motivación para terminar esta tesis.





## AGRADECIMIENTOS

En primer lugar quisiera dar las gracias a mis directores de tesis José J. Martínez Díaz y Pilar Villamor por su apoyo y paciencia a lo largo de estos años de doctorado. Ambos han sido un referente y un modelo a seguir a nivel científico y han supuesto para mí mucho más que simples supervisores o colegas. Gracias Josechu por tu ayuda y entusiasmo, sin los cuales no estaría presentando esta tesis, ni habría hecho realidad el deseo de dedicarme, aunque sea por unos años, a la investigación.

También, y de manera muy especial, doy las gracias a Kelvin Berryman por haberme enseñado tantas cosas, ser tan accesible y por estar ahí para mí y mi trabajo a pesar de su siempre apretada agenda.

Gracias a José A. Álvarez por su apoyo, ayuda y compañía estos años. Ha sido un placer discutir, reír, trabajar y “tomar un coquito” contigo y espero que lo podamos seguir haciendo muchos años más.

Gracias a los que habéis compartido conmigo las campañas de campo de trincheras soportando el calor tropical salvadoreño (Josechu, Pilar, Kelvin, Ramón, José) porque sin vuestra ayuda gran parte de esta tesis habría sido imposible. También gracias a los propietarios de las tierras donde realizamos dichas trincheras ya que sin sus permisos la investigación no avanza.

Gracias a Carlos Pullinger y a los miembros del SNET (Servicio Nacional de Estudios Territoriales) de El Salvador, especialmente a Manuel García, Walter Hernández y Douglas Hernández por su inestimable ayuda en la logística de las campañas de campo y por poner a nuestra disposición toda la información que hemos ido necesitando. Además han sido gente muy hospitalaria y hemos compartido momentos muy buenos juntos.

Gracias a Ramón Capote, Meaza, Juanmi, Marta, Antonio, Ignacio y demás compañeros del departamento de Geodinámica por lo que me habéis enseñado y por los buenos momentos que hemos compartido y espero sigamos compartiendo en el futuro.

Gracias a los compañeros del grupo de Tectónica Activa y Paleosismicidad (Marta, Jorge, Raúl, Miguel, Julián, Juanmi, Javi.....) y a Fidel por todo lo que aprendo de ellos y el gran apoyo que suponen para jóvenes investigadores como yo y por contar conmigo.

Gracias a los miembros del GNS Science de Nueva Zelanda y en especial a todos los investigadores que integran el equipo de Earthquake geologists (Rob Langridge, Russ Van Dissen, Nicola Litchfield, Kate Wilson, y Pilar Villamor entre otros) por haberme acogido tan bien en mis dos visitas y haberme dado la oportunidad de trabajar con vosotros y participar en vuestras investigaciones de campo, a pesar de la poca experiencia que tenía en esos momentos. Mis estancias con ellos han supuesto el descubrimiento de una rama de la geología (la paleosismología) hasta entonces poco conocida por mí, que ha servido para la realización de esta tesis y en la que me siento muy cómoda además de resultarme muy divertida. Mis estancias en Nueva Zelanda también me dieron la oportunidad de conocer un país impresionante y un paraíso para los geólogos.

Gracias también a Ramón Arrowsmith por atenderme durante mi estancia en la universidad de Arizona, EEUU, y enseñarme algunas técnicas que, aunque no hayan dado muchos frutos para la tesis, seguro me serán muy útiles en mis investigaciones futuras. Además, gracias a Ramón pude asistir a conferencias y encuentros muy interesantes para mi formación científica.

Gracias a Javier Elez por estar ahí y por tanta ayuda que me prestaste en momentos muy difíciles (crisis doctorales) y por enseñarme a disfrutar de la geología.

Gracias a mis compañeros de la carrera, sin ellos y sin los grandes momentos que pasamos juntos creo que no amaría esta profesión como lo hago.

La realización de esta tesis doctoral ha sido posible por la obtención de una beca predoctoral financiada por la Universidad Complutense de Madrid. Los estudios de campo, así como el material necesario para la realización de todo el trabajo de investigación ha sido financiado principalmente a través del proyecto de investigación TESCAL del Ministerio de Educación español, cuyo investigador principal fue Ramón Capote. Una pequeña parte del estudio (algunas dataciones de muestras) ha sido financiado por el proyecto de la Agencia Española de Cooperación y Desarrollo (AECID); Desarrollo de estudios geológicos y sismológicos en El Salvador dirigidos a la mitigación del riesgo sísmico.



## PRÓLOGO

El Salvador se localiza en la costa pacífica del istmo de Centroamérica, haciendo frontera con Guatemala al oeste, con Nicaragua al este y con Honduras al norte. El Salvador es el país más pequeño de toda Centroamérica con solo 21.040 km<sup>2</sup> y una población de 5,7 millones de habitantes (en 2009) lo que nos indica una densidad de población de ~ 270 personas por km<sup>2</sup>, la más alta de la región. Según el banco mundial, el país tiene una renta per cápita de 6.800 dólares, mucho mayor que en Guatemala, Honduras o Nicaragua. Sin embargo, el país sufre una gran desigualdad en cuanto a la repartición de la riqueza ya que existe un pequeño número de personas pertenecientes a la clase alta acomodada y una amplia mayoría de gente pobre (*Barry, 1991*). La densidad de población es mayor en el tercio suroeste de El Salvador, sobre todo en el área delimitada por el lago Ilopango al este y la ciudad de Santa Ana al noroeste (*Rosa y Barry, 1995*). Esta alta concentración de población en el valle interior de El Salvador es debida a la presencia de volcanes (laderas muy fértiles y posibilidad de obtención de agua).

La situación geográfica y geológica de El Salvador tiene muchas ventajas para el país como la abundancia de energía geotérmica e hidrológica, los hermosos paisajes aprovechables para el turismo y la riqueza de sus suelos tropicales. Pero también existen un gran número de riesgos naturales, destacando los meteorológicos y climáticos (inundaciones y huracanes), los sísmicos, los volcánicos y los movimientos de ladera.

El 40,9% de estos eventos naturales corresponden a inundaciones, seguidos por terremotos, 22,7%, y movimientos de ladera, 13,6%. Algunos ejemplos de éstos son el huracán Mitch, que en 1998 desencadenó números movimientos de ladera, todos ellos concentrados en la parte norte del país, y los terremotos devastadores registrados a lo largo de los últimos 20-30 años que han provocado cuantiosas pérdidas económicas y un gran número de víctimas.

La fragilidad económica de los países centroamericanos se pone de manifiesto con la ocurrencia de estos fenómenos naturales que, por el grado de exposición y la vulnerabilidad de la población, adquieren rápidamente el calificativo de catástrofe o desastre. La deforestación masiva practicada para aumentar la superficie de cultivo, unida a la ausencia de un plan de ordenación y coordinación territorial, favorece la proliferación de poblaciones en zonas expuestas a estos tipos de riesgos como, por ejemplo, poblaciones situadas en laderas de volcanes, quebradas y en llanuras de inundación de los ríos. Por otra parte, la vulnerabilidad se ve incrementada por condicionantes de tipo social, de las que caben destacar como principales; la pobreza, que afecta a una gran mayoría, el rápido crecimiento de la población y la ausencia de planes de desarrollo urbano y de medidas de mitigación de los efectos de los fenómenos naturales.

El 13 de enero de 2001 El Salvador sufrió un terremoto de magnitud Mw 7.7 relacionado con la zona de subducción de la placa Pacífica bajo la placa de Caribe, dejando alrededor de 900 muertos y numerosos daños materiales en el país. A este terremoto lo siguió, exactamente un mes después, otro de magnitud Mw 6.6 de origen continental que sumó más de 300 víctimas mortales al evento de enero y terminó de derribar gran cantidad de casas que habían quedado gravemente dañadas por el primero. Ambos eventos sísmicos dispararon enormes deslizamientos de tierra que fueron los responsables de la mayoría de las muertes. Por ello, tanto la ayuda local e internacional de emergencia, como los estudios científicos llevados a cabo los días y meses posteriores a los terremotos se centraron en dichos deslizamientos, dejando a un lado el estudio de la fuente sísmica (en el caso del terremoto de febrero de 2001).

Estos eventos llamaron la atención de los investigadores de la Universidad Complutense y de la Universidad Politécnica de Madrid, que comenzaron a estudiarlos. Según *Martínez-Díaz et al.* (2004), la responsable del terremoto de febrero fue la que se denominó “Zona de Falla de El Salvador (ZFES)” una zona de falla que atraviesa el país de este a oeste que no había sido descrita con anterioridad. Una vez introducidos en el tema, los investigadores de ambas universidades formaron un grupo de investigación y obtuvieron la financiación necesaria para poner en marcha un proyecto para el estudio de la peligrosidad sísmica en El Salvador y la determinación y caracterización de la fuente sísmica del terremoto del 13 de febrero de 2001.



Este proyecto comenzó a funcionar en el año 2006 y fue entonces cuando me uní tanto al grupo de investigación como al proyecto para la realización de esta tesis doctoral. En marcha estaba ya otra tesis realizada por José Antonio Álvarez Gómez, la cual fue presentada el año 2009 y que abordó aspectos más regionales de la tectónica activa de Centroamérica. Esta tesis fue de gran ayuda en la realización de este trabajo, tanto para establecer un marco regional más concreto como a la hora de discutir aspectos geodinámicos de carácter más local que afectan a mi zona de estudio.

El Salvador ha sido el país de Centroamérica más desconocido hasta la fecha a nivel paleosísmico y estructural. Los estudios realizados por nuestro grupo de investigación, entre los que se incluye esta tesis doctoral, han ido enfocados hacia el esclarecimiento de algunos aspectos básicos a la hora de determinar la peligrosidad sísmica de una zona con una alta vulnerabilidad. Fundamentalmente, la caracterización del comportamiento de las fallas activas en la zona con el fin de que sean integrados en el futuro en los cálculos de peligrosidad sísmica.

La tesis que les presento a continuación es una aportación más dentro del objetivo general. Para su realización planteamos la investigación persiguiendo los siguientes objetivos principales:

- Caracterización de la fuente sísmica responsable del terremoto de El Salvador de febrero de 2001.
- Obtención de un marco tectónico para El Salvador y una evolución de la deformación neotectónica a nivel local.

Para obtener estos objetivos hemos utilizado tres metodologías distintas que corresponden con los diferentes capítulos de la tesis:

- Análisis sismotectónico.
- Análisis paleosísmico.
- Análisis estructural.

Cada uno de estos tres capítulos ha generado un artículo enfocado a su publicación en revistas internacionales. En el apartado de introducción de cada capítulo se describen las metodologías y objetivos específicos de cada uno de los análisis aplicados en este trabajo.

Tras la realización de esta tesis, una conclusión importante es que se hace necesario continuar con el estudio de la zona ampliando todos los análisis de campo tanto en las mismas áreas cubiertas por este trabajo como en otras zonas del país.

Quiero hacer hincapié en la importancia de la realización de estudios locales de este tipo en zonas con alto riesgo sísmico a la hora de reducir el riesgo sísmico en zonas de alta vulnerabilidad, pues el conocimiento de las fuentes sísmicas ayuda en la planificación urbanística del terreno. No obstante, tan importante como la caracterización de las fuentes sísmicas es la utilización de la información científica por parte de los responsables de las normas antisísmicas, a la hora de poner medidas que ayuden a paliar los efectos de los fenómenos naturales como los terremotos o los deslizamientos de tierras.

# ÍNDICE

<b>1. Marco Geológico</b>	<b>1</b>
1.1. Geología y tectónica de Centroamérica	1
1.2. Estructura, geodinámica y dominios estratigráficos del bloque de Chortís	7
1.3. Vulcanismo del bloque de Chortís	17
1.4. Contexto geológico de El Salvador	21
Unidades regionales	21
Estratigrafía	24
Estructura y sismicidad	29
<b>2. Análisis Sismotectónico del terremoto de El Salvador del 13 de febrero de 2001</b>	<b>35</b>
2.1. Introducción	35
2.2. Secuencia sísmica de febrero de 2001	37
Análisis espacial y temporal de la secuencia de réplicas	37
2.3. Estructura de la zona epicentral	43
2.4. Análisis de las deformaciones cosísmicas en el segmento San Vicente	47
Estructuras de deformación sobre la falla	49
Estructuras de deformación fuera de la falla	55
2.5. Parámetros de la fuente sísmica: integración de datos sísmicos y geológicos	58
2.6. Transferencia de esfuerzos estáticos: implicaciones en la peligrosidad sísmica	62
2.7. Conclusiones del análisis sismotectónico	70

<b>3. Análisis Paleosísmico de la Zona de Falla de El Salvador</b>	<b>73</b>
3.1. Introducción	73
La ciencia de la paleosismología	73
El método paleosísmico	75
3.2. Análisis paleosísmico del segmento San Vicente	79
Estructura local	79
Excavación y análisis de trincheras	81
Trincheras de la zona de Verapaz	83
Trinchera El Carmen	86
Trinchera Olivar	92
Trinchera Monte	95
Trincheras de la zona del río Desagüe	97
Trinchera Camino	100
Trinchera Desagüe	101
3.3. Historia paleosísmica y velocidad de la falla	102
3.4. Desplazamientos por evento e implicaciones de la segmentación de la ZFES	107
3.5. Magnitudes máximas geológicas, recurrencia y sismicidad histórica: implicaciones para la peligrosidad sísmica	109
3.6. Conclusiones del análisis paleosísmico	117
<b>4. Análisis Estructural de la Zona de Falla de El Salvador</b>	<b>119</b>
4.1. Introducción	119
4.2. Estructura, cinemática y velocidad geológica de la ZFES	123
Estructura y cinemática de la falla a escala de afloramiento	124
Estructura y cinemática de la falla a escala cartográfica	132
Velocidad de movimiento de la ZFES	138
Comparación con las velocidades obtenidas mediante datos de GPS	143
4.3. Evolución de la estructura de la ZFES	146
Estructuración local de la ZFES y fracturación secundaria	146
Estructuración regional: modelo evolutivo	148
4.4. Conclusiones del análisis estructural	153
<b>5. Conclusiones</b>	<b>155</b>
<b>Epílogo</b>	<b>159</b>

<b>Apéndice A</b>	<b>163</b>
Completitud del catálogo sísmico	163
<b>Apéndice B</b>	<b>167</b>
Catálogo sísmico desde 1524 a la actualidad	167
Descripción de daños y efectos de algunos terremotos	173
Descripciones del terremoto de 1719	173
Descripciones del terremoto de 1748	174
<b>Bibliografía</b>	<b>175</b>



# 1. MARCO GEOLÓGICO

## 1.1. GEOLOGÍA Y TECTÓNICA DE CENTROAMÉRICA

El Salvador se sitúa al norte de Centroamérica, en el margen activo del noroeste Pacífico de la placa de Caribe (Fig. 1.1). El norte de Centroamérica es una de las zonas sísmicamente más activas del mundo. La mayoría de la sismicidad se concentra a lo largo de los límites de placas, pero existe algo de actividad intraplaca. El contexto geodinámico de Centroamérica está caracterizado por la interacción entre las placas tectónicas de Cocos, Caribe, Nazca, la microplaca de Panamá y las placas de Norteamérica y Suramérica. Las placas de Norteamérica, Caribe y Cocos forman una unión triple donde la deformación tectónica se distribuye sobre una amplia zona (Plafker, 1976; Guzmán-Speziale *et al.*, 1989; Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha, 2000; Lyon-Caen *et al.*, 2006).

Las placas de Cocos y Nazca subducen bajo la de Caribe y la microplaca de Panamá. La zona de transición entre Cocos y Nazca está formada por la Cordillera de el Coco que subduce en la zona de Nicaragua (Barckhausen *et al.*, 2001). La convergencia noreste entre las placas de Cocos y Caribe tiene una velocidad relativa de entre 70 y 85 mm/a y una escasa oblicuidad (Fig. 1.1), y se manifiesta en la Fosa Mesoamericana paralela a la costa pacífica generando una intensa actividad tectónica, con la formación de volcanes y zonas sísmicas (DeMets *et al.*, 2000).

La alta velocidad de los movimientos relativos en los límites de placas alrededor de El Salvador es la responsable de la alta actividad sísmica en la zona y determina en gran medida la estructura neotectónica y la geomorfología de Centroamérica. El incremento de datos GPS en la región, el aumento del volumen de datos sísmicos de calidad y el alza en la realización de estudios estructurales neotectónicos en los últimos años está permitiendo ajustar las tasas de movimiento a lo largo de las fallas y los límites de placas.

Antes de describir el estado del conocimiento actual en lo que se refiere la tectónica y la sismotectónica reciente haremos un repaso de la evolución del conocimiento geológico y geodinámico.

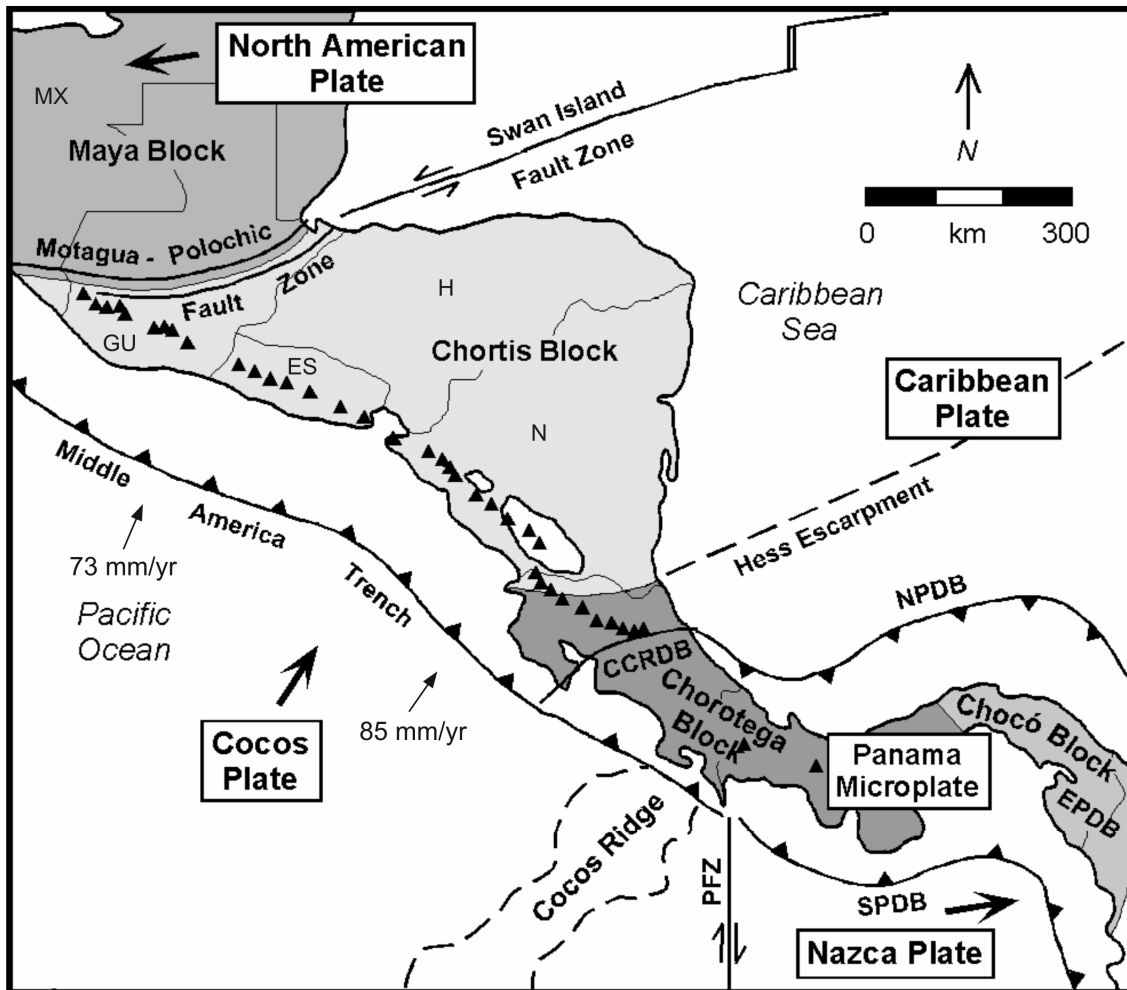
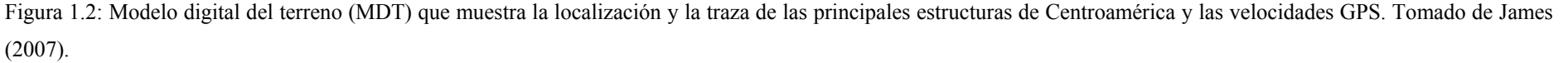


Figura 1.1: Mapa con el marco tectónico de Centroamérica donde se observan las placas tectónicas y los principales bloques y estructuras. NPDB: Corredor de deformación del norte de Panamá. SPDB: Corredor de deformación del sur de Panamá. EPDB: Corredor de deformación del este de Panamá. CCRDB: Corredor de deformación central de Costa Rica. PFZ: Zona de falla de Parriba. ES: El Salvador. Gu: Guatemala. H: Honduras. N: Nicaragua. Mx: México. Tomada de *James (2007)*.

*Dengo (1969)* divide Centroamérica en cuatro bloques principales: los bloques Maya y de Chortís al norte y los de Chorotega y Chocó al sur (Fig. 1.2). En la mitad norte, el bloque Maya comprende parte de Guatemala y está soldado a la placa de Norteamérica, mientras que el bloque de Chortís engloba el sur de Guatemala, El Salvador, Honduras y Nicaragua. El límite entre el bloque Maya y el de Chortís es la megacizalla de Motagua-Polochic-transformante de Swan.



Al sur, la sutura de Santa Elena (*Van Wyk de Vries, 1993*) marca el límite entre los bloques de Chortís y Chorotega (Fig. 1.2), mientras que el límite entre Chorotenga y Chocó viene definido por la Falla del Canal de Panamá (Fig. 1.2). El basamento de Chorotenga está formado por ofiolitas (*Hauff et al., 2000*) y engloba el sur de Nicaragua y Costa Rica. El bloque de Chocó comprende parte de Panamá.

Nuestro estudio se centra en El Salvador, que forma parte del extremo occidental del bloque de Chortís. Este bloque consiste principalmente en corteza continental formada por un basamento cristalino Precámbrico y Paleozoico (*Vogel et al., 2004*) cubierto por sedimentos marinos Mesozoicos y Cenozoicos y materiales volcánicos (Fig. 1.3) procedentes del arco pacífico (*Dengo y Bohnenberger, 1969; Lallemant y Gordon, 1999*). Los materiales Mesozoicos sedimentarios comprenden rocas detríticas del Jurásico medio al Cretácico inferior, donde aparecen unidades carbonatadas y capas rojas con calizas Cenomanienses intercaladas hacia la parte media y superior del Cretácico (*Mills et al., 1967; Horne et al., 1974; Finch, 1981*). Estas rocas sedimentarias fueron intruidas durante el Cretácico y el Terciario por plutones graníticos, formando parte de los procesos del arco magmático sobre la zona de Benioff de la subducción de la placa de Farallón (*Malfait y Dinkelman, 1972; Rogers, 2003*).



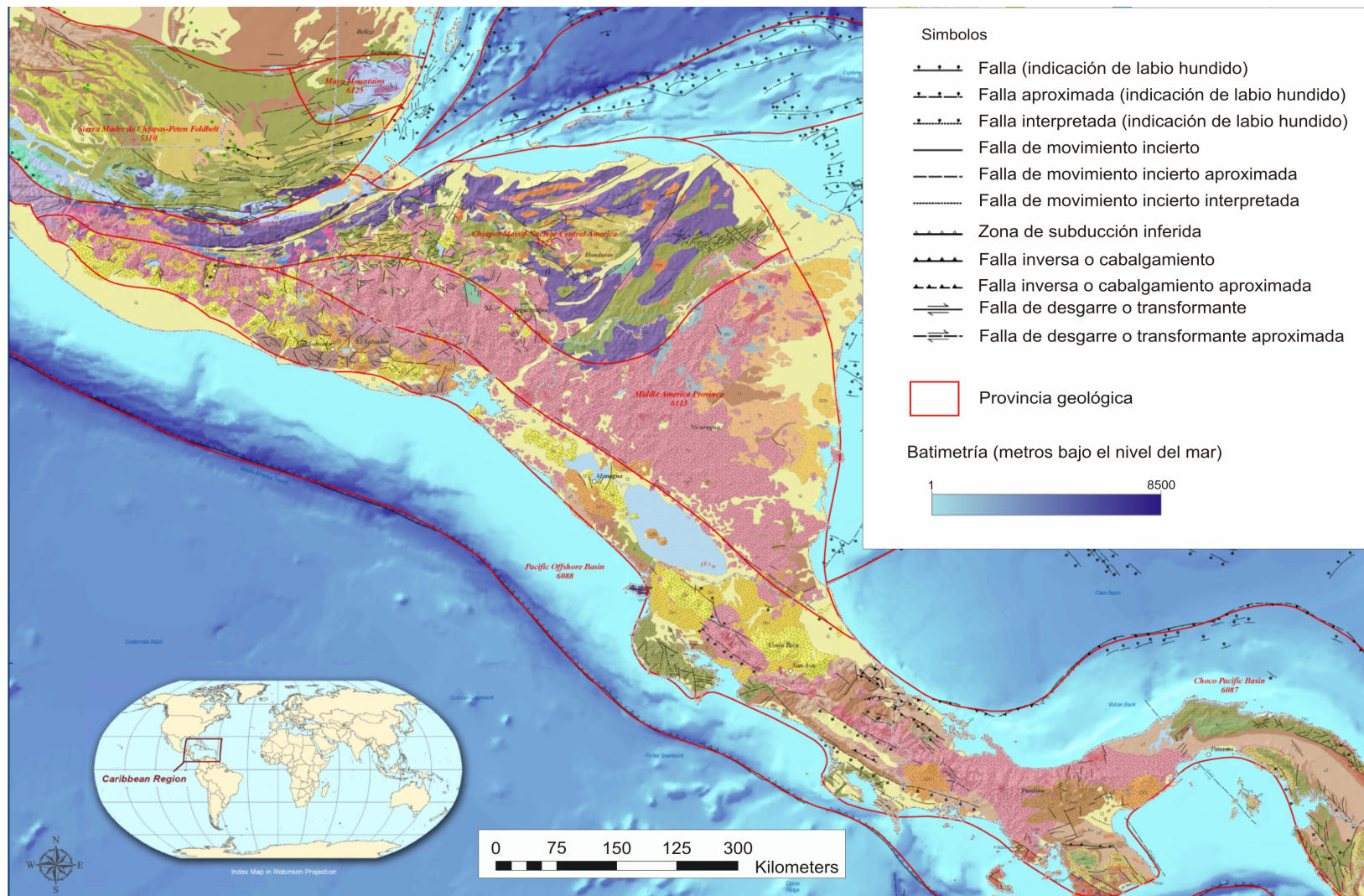


Figura 1.3a: Mapa geológico simplificado de Centroamérica. Modificado de *French y Schenk* (2004).

## 1.1. Geología y tectónica de Centroamérica

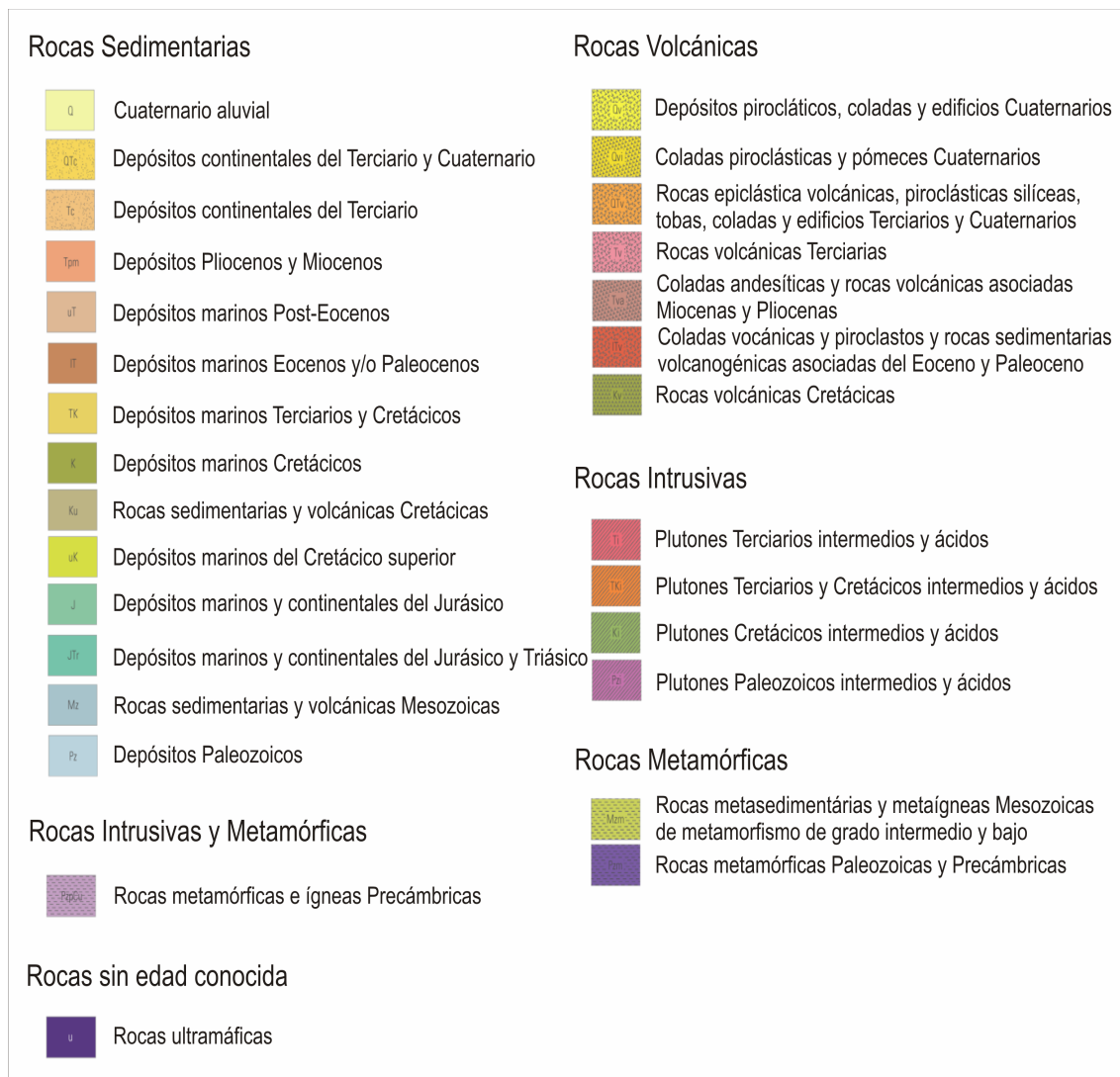


Figura 1.3b: Leyenda de materiales del mapa geológico de Centroamérica.

## 1.2. ESTRUCTURA, GEODINÁMICA Y DOMINIOS ESTRATIGRAFICOS DEL BLOQUE DE CHORTÍS

En el bloque de Chortís, la configuración estructural ha permanecido sin alteraciones desde el Pleistoceno (*Weinberg, 1992*), habiéndose desarrollado ya el arco volcánico en su posición actual (*Carr et al., 2007a*), tras una compleja evolución tectónica y paleogeográfica (ver *Álvarez-Gómez 2009* para una información más detallada).

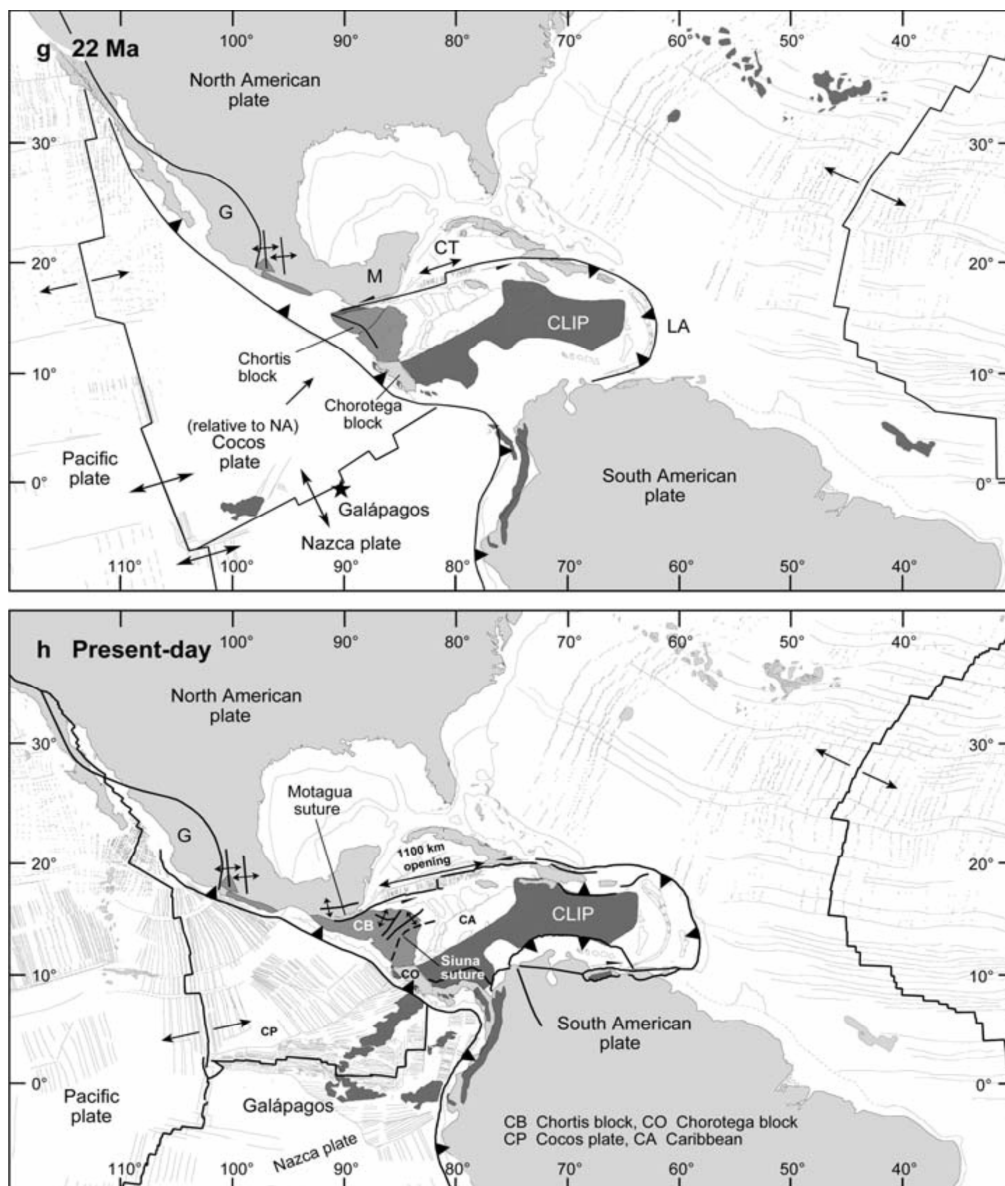


Fig. 1.4- Mapas paleo-geográficos de la región del mar Caribe de hace 22 millones de años a la actualidad. Tomado de *Mann et al., 2007*. M- Bloque Maya; G- Terreno de Guerrero; CLIP-, gran provincia ígnea del Caribe; CT- Depresión de Caimán; LA- Antillas Menores; CB- Bloque de Chortís; Co- Bloque de Chorotega; CA- Placa de Caribe; CP- Placa de Cocos.



Las mayores estructuras tectónicas del bloque de Chortís son el reflejo de la evolución geodinámica previa. Entre ellas destacan por su actividad reciente las siguientes: el sistema de fallas de Motagua-Polochic y la transformante de Swan y la falla de Guayape al norte, la Depresión de Nicaragua al este, la Depresión de Honduras con los *grabens* centrales de dirección N-S al noreste y la falla de Jalpatagua al oeste (Fig. 1.2). Otra estructura importante perteneciente al bloque de Chortís es la Zona de Falla de El Salvador.

El sistema de fallas de Motagua-Polochic-transformante de Swan es el límite entre las placas de Caribe y Norteamérica. Se trata de una zona de cizalla sinistral que viene funcionando desde el Paleoceno. En general todas las estructuras que conforman este sistema muestran una actividad muy importante en tiempos recientes ya que están claramente marcadas en el relieve de la zona. Sin embargo, en la actualidad la falla más activa de este sistema parece ser la falla de Motagua (*Burkart et al., 1987; Gordon y Muehlberger, 1994*). En el estudio de este límite de placas de desgarre sinistral han trabajado muchos autores entre los que destacamos *Molnar y Sykes (1969)*, *Plafker (1976)* y *Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha (2000)*. Las tasas de movimiento a lo largo de este límite van desde los 11 hasta los 25 mm/a (*DeMets et al., 2000*). Los terremotos históricos en esta zona han reactivado varios segmentos de la falla, como por ejemplo el de 1816 de  $M_w$  7.6 en la falla de Polochic (*White, 1985*) o el de 1856 de  $M_w$  7.5 en la falla transformante de Swan. El terremoto de  $M_w$  7.5 de Motagua de 1976 también se relaciona con este sistema de fallas (*Kanamori y Stewart, 1978*).

La Depresión de Nicaragua es un *graben* de unos 75 km de ancho y 600 km de largo que se extiende desde Costa Rica hasta el Golfo de Fonseca (al este de El Salvador) paralelamente a la costa Pacífica (*Mann et al., 1990*). Para *Dengo (1967)* y *Mann et al. (1990)*, entre muchos otros, esta depresión continuaría en El Salvador con una serie de cuencas Plio-Pleistocenas *en-echelon* y fallas de dirección NO-SE y E-O a modo de *graben* (Fig. 1.5).

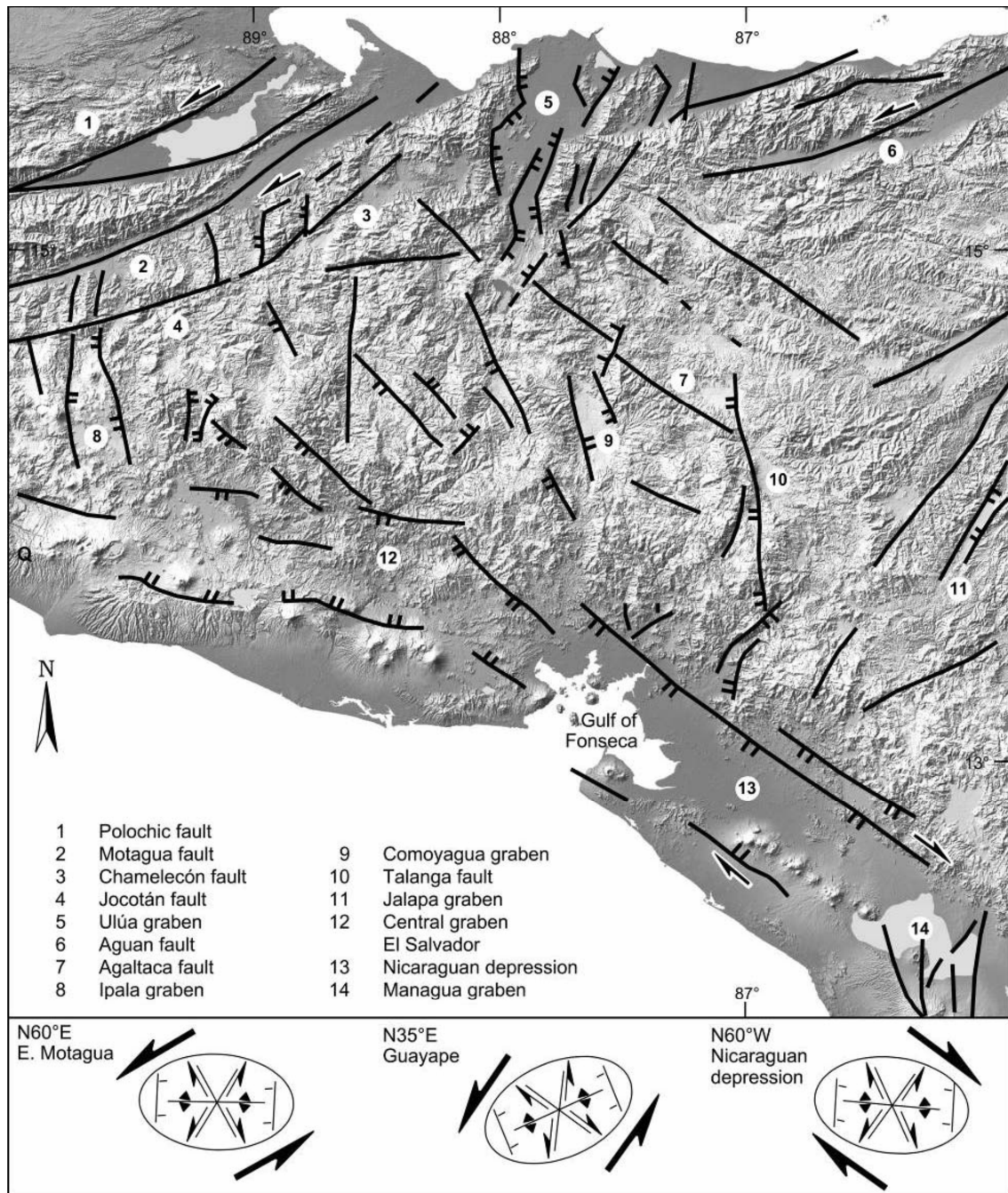


Figura 1.5: Fallas del norte del bloque de Chortís propuestas por *Dengo* (1967). Los diagramas de esfuerzos sugieren *grabens* N-S en Honduras como resultado de la extensión generada por las fallas de desgarre sinistral N 60° E (Zona de Falla de Motagua) y las fallas sintéticas de orientación N 35° E (Falla de Guayape). Tomada de *James* (2007).

La Depresión de Honduras está formada por una serie de *grabens* N-S marcando una extensión E-O (*Dengo, 1985; Guzmán-Speziale, 2001*) el más importante de los cuales es el *graben* de Ulúa (Fig. 1.5). Desde 1964 a 2001 la sismicidad en esta zona ha sido escasa pero se han producido terremotos de magnitudes hasta  $M_w$  6.7. Hacia el este de la Depresión de Honduras encontramos la falla de Guayape de dirección NE-SW y movimiento dextral según *Finch y Ritchie (1991)* y *Gordon y Muehlberger (1994)*. La falla de Guayape controla de forma importante el relieve y la red de drenaje en la zona (*Gordon y Muehlberger, 1994*). Esta estructura no ha tenido actividad sísmica destacable recientemente (*Álvarez-Gómez, 2009*). Se cree que esta falla se formó a finales del Cretácico y que al menos hasta el Eoceno tuvo un movimiento sinistral (*Mann et al., 2007*).

Al norte de la falla de Guayape y al sur de la falla transformante de Swan, en las llamadas *Honduras borderlands* existen fallas de movimiento sinistral oblicuo asociadas a sismicidad moderada (falla de Nueva Esperanza, falla Pueblo Viejo, falla de Aguán y falla de la Ceiba).

La falla de Jalpatagua se sitúa al este de Guatemala, siendo una estructura subparalela a la fosa que absorbe el movimiento del bloque proarco (*Lyon-Caen et al., 2006; DeMets et al., 2007*) relevando de algún modo a la Zona de Falla de El Salvador, dando un escarpe muy claro en la topografía (*Muehlberger y Ritchie, 1975*). Presenta evidencias de movimiento dextral (*Carr, 1976*) y desaparece coincidiendo aproximadamente con la terminación hacia el oeste de la falla de Motagua.

La Zona de Falla de El Salvador (ZFES) es una zona de cizalla dextral de orientación N 90-100° E y buzamiento sur (*Martínez-Díaz et al., 2004*) con más de 150 km de longitud y 20 km de anchura. Atraviesa El Salvador desde Guatemala al oeste, hasta el Golfo de Fonseca al este (*Corti et al., 2005*) paralelamente a la costa y a lo largo del arco volcánico salvadoreño (Fig. 1.2). Posiblemente la continuación de la ZFES en Guatemala sea la Falla de Jalpatagua (Fig. 1.2), mientras que la continuación de la traza en Nicaragua no es tan clara.

Las diferentes estructuras que se identifican en el bloque de Chortís indican áreas que han sufrido una evolución tectónica distinta o áreas que en la actualidad están bajo un régimen tectónico diferente.

*Gordon y Muehlberger* (1988) dividen el bloque de Chortís en tres zonas (Fig. 1.6): una triangular al oeste de la Depresión de Honduras, al sur de la falla de Motagua y limitada al sur por la falla de desgarre dextral de Jalpatagua, que sufre una extensión E-O producida por los *grabens* de dirección N-S. Una segunda zona también triangular entre la Depresión de Honduras y la falla de Guayape, caracterizada por fallas de desgarre dextral subparalelas a la falla transformante de Swan. Esta zona fue afectada por fallas de dirección NO y NE que dieron lugar a la apertura de la Depresión de Honduras y al movimiento dextral de la falla de Guayape. Los movimientos que encontramos en ella reflejan una rotación horaria. Y una última zona muy amplia al este de la falla de Guayape, que incluye el llamado Alto Nicaragüense (en el mar Caribe) y que está afectada por la apertura de *rifts* durante el Paleógeno y Neógeno al oeste de Jamaica.

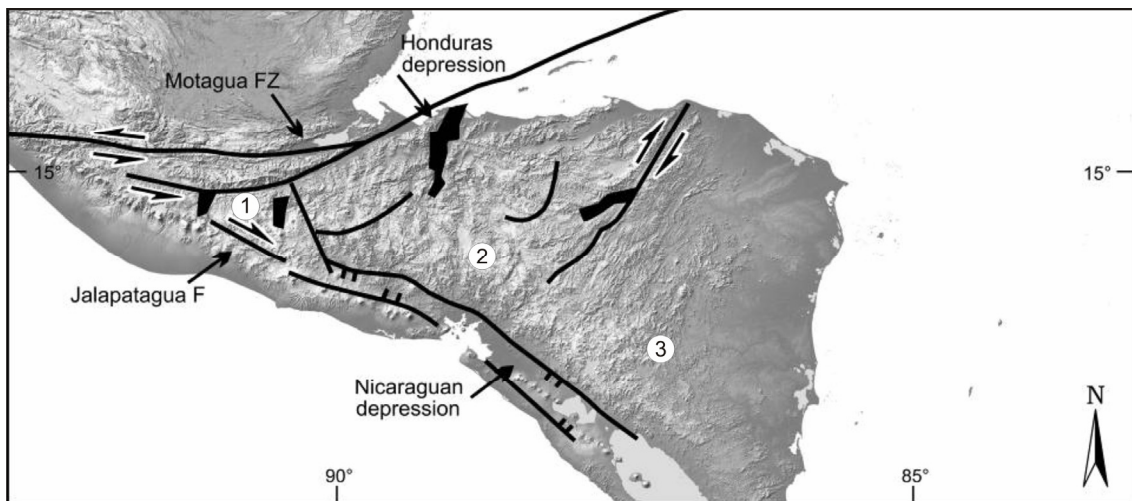


Figura 1.6: Subdivisiones del bloque de Chortís propuestas por *Gordon y Muehlberger* (1988). La unidad 1 sufre extensión N-S (Depresión de Honduras) entre las fallas de Motagua y Jalpatagua. La unidad central rota de forma horaria a lo largo de la falla de Guayape entre las unidades 1 y 3. La unidad 3 es un bloque estable. Tomada de *James*, 2007.

Existen varios modelos que tratan de explicar la geodinámica actual del bloque de Chortís y, en consecuencia, sus estructuras tanto internas como periféricas. El primer modelo de la zona que introdujo conceptos tectónicos lo crearon *Malfait y Dinkelman* (1972), donde proponen el pinzamiento del bloque de Chortís en la zona de Guatemala y Honduras desde el Tortonense (10 Ma).

Al pinzarse la parte occidental del bloque y proseguir la oriental con su movimiento relativo hacia el este de la placa de Caribe se genera extensión E-O en el trasarco y en el interior del bloque, dando lugar a los *grabens* de dirección N-S.

*Plafker* (1976) propone un modelo para explicar la deformación del bloque de Chortís sumando al modelo anterior la presencia de una zona de debilidad en el arco volcánico que desacopla el bloque de ante-arco, en contacto con la placa de Cocos, del resto del bloque de Chortís (Fig. 1.7). Además, predice la variación de la cantidad de deformación hacia el oeste, de manera que el movimiento hacia el este del bloque de Chortís va disminuyendo desde las tierras altas de Nicaragua hasta el arco de Guatemala. Como consecuencia del desacople entre el bloque de ante-arco y el bloque de Chortís a lo largo del arco volcánico se genera una zona de desgarre dextral.

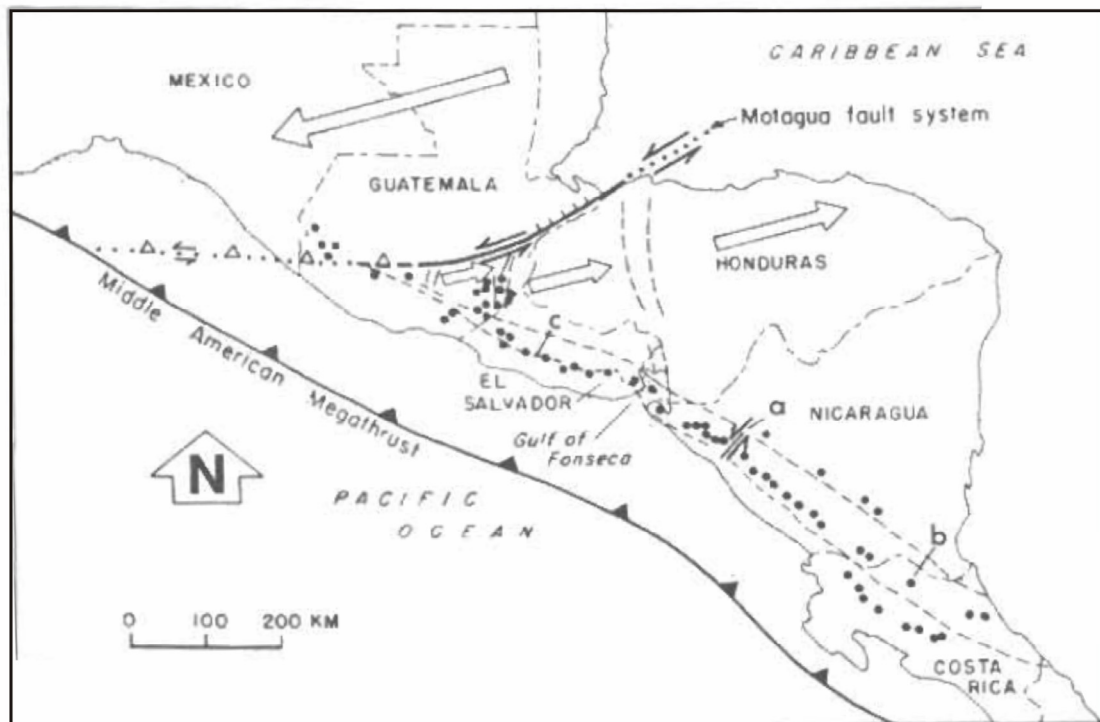


Figura 1.7: Modelo tectónico de *Plafker* (1976) para el extremo occidental del bloque de Chortís.

Posteriormente, *Stoiber y Carr* (1973) y *Carr y Stoiber* (1977) proponen en su modelo una segmentación del arco producido por estructuras transversales a éste de carácter sinistral que acomodarían el movimiento de desgarre dextral propuesto anteriormente. En el modelo de *Burkart* (1983) los *grabens* N-S absorben gran parte de la deformación asociada al movimiento relativo entre la placa de Caribe y la de Norteamérica durante el Neógeno (Fig. 1.8). *Burkart* (1983) también propone la existencia de una microplaca entre las fallas de Polochic y Motagua, Microplaca de Chuacus, que apenas experimentaría deformación y se comportaría como un bloque rígido. En este modelo no se contempla una zona de debilidad del arco volcánico.

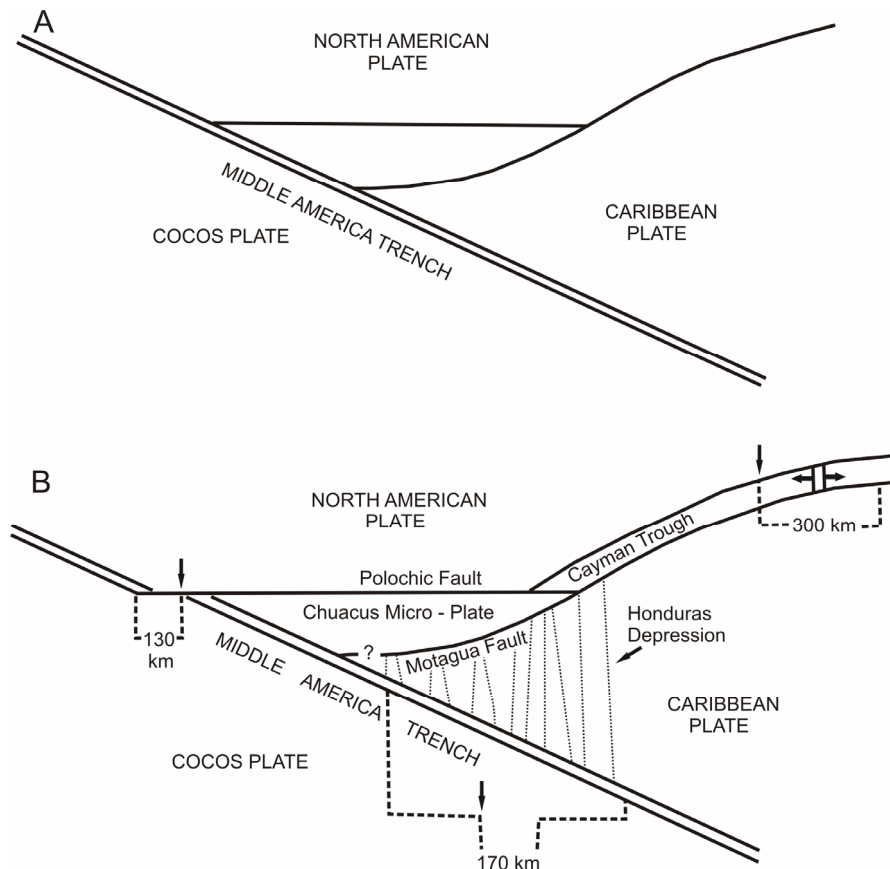


Figura 1.8: Modelo tectónico de *Burkart* (1983) para el extremo occidental del bloque de Chortís.

*Mann y Burke* (1984a) propusieron que los *rifts* presentes a lo largo del bloque de Chortís se forman debido a la curvatura del límite Norteamérica-Caribe. Este concepto de movimiento rotatorio lo incorporan *Burkart y Self* (1985) a su modelo, en el que la rotación de bloques y la segmentación consecuente del arco volcánico dominan la deformación del bloque de Chortís (Fig. 1.9).

Para *Gordon (1990)* y *Gordon y Muehlberger (1994)*, la falla de Guayape (falla de desgarre que separa las zonas 2 y 3 en la figura 1.10) presenta un movimiento reciente dextral, lo que explican mediante una rotación antihoraria de la parte central del bloque de Chortís (Fig. 1.10), ajustando el modelo de *Burkart y Self (1985)* que presentan a la falla de Guayape como sinistral.

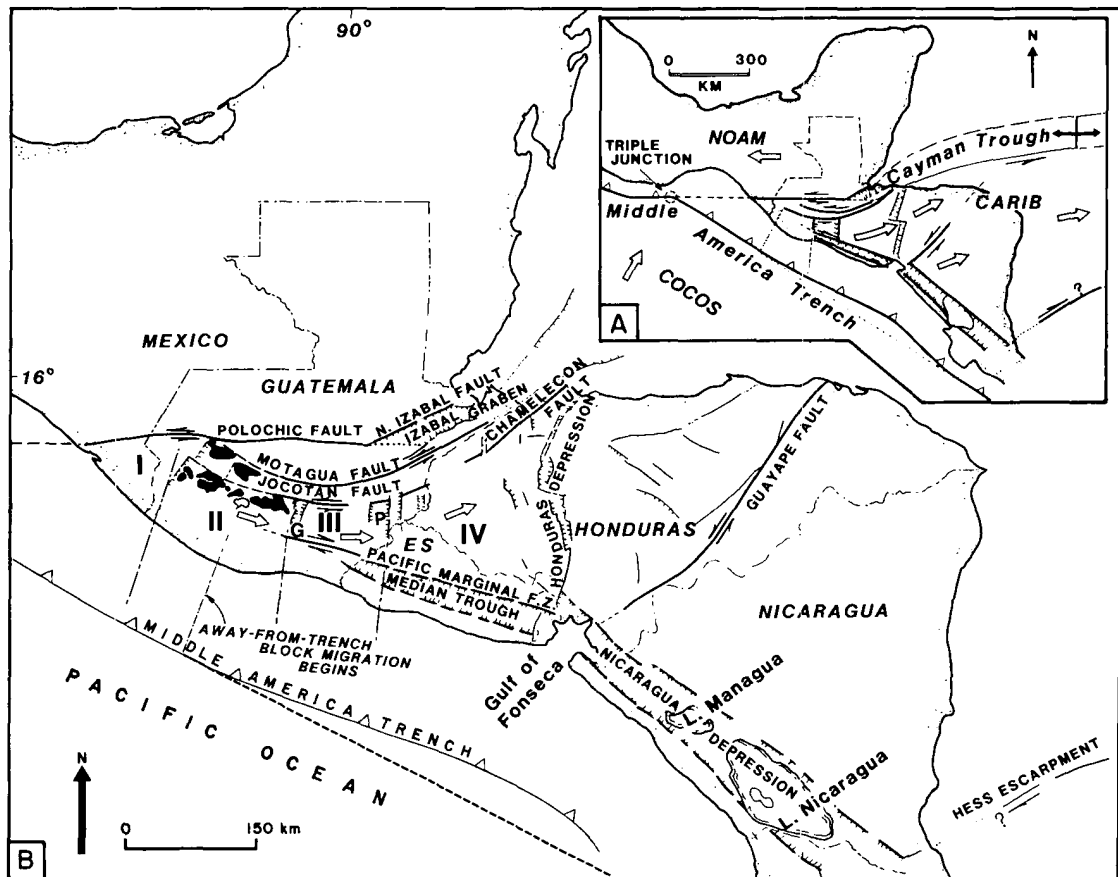


Figura 1.9: Modelo tectónico de *Burkart y Self (1985)* para el extremo occidental del bloque de Chortís. G- Graben de Guatemala; P- Graben de Ipala.



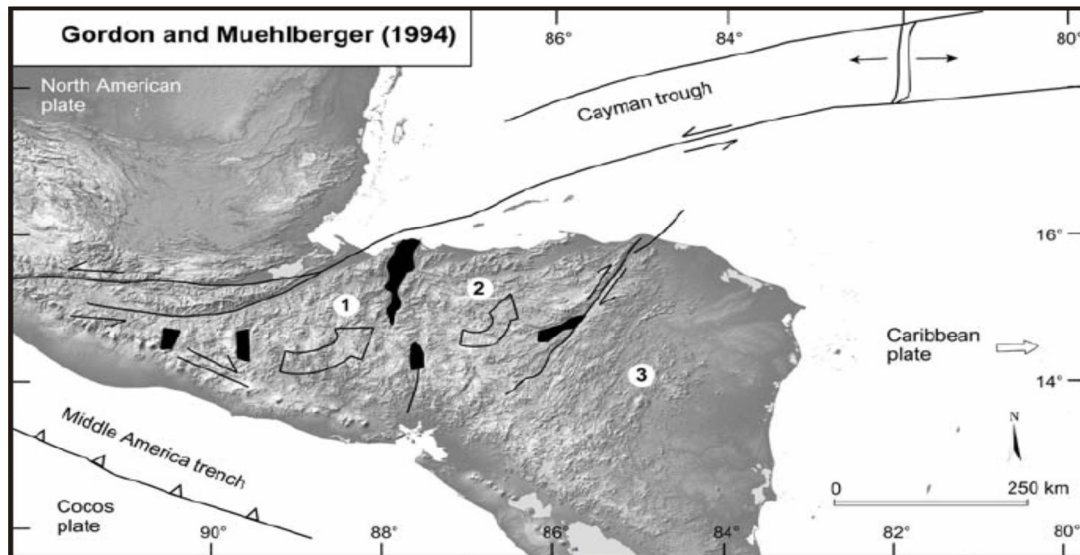


Figura 1.10: Modelo tectónico de Gordon y Muehlberger (1994) para el extremo occidental del bloque de Chortís.

En los últimos años se ha tratado de constatar estos modelos mediante la cuantificación de las deformaciones a partir del análisis de mecanismos focales (Guzmán-Speziale, 2001; Guzmán-Speziale et al., 2005; Cáceres et al., 2005; Guzmán-Speziale y Gómez-González, 2006) y de datos de velocidades de GPS (DeMets, 2001; Lyon-Caen, et al., 2006; DeMets et al., 2007; Turner et al., 2007). En general los datos de mecanismos focales y GPS se ajustan al modelo de Plafker (1976), Burkart y Self (1985) y Gordon y Muehlberger (1994), aunque la rotación de los bloques y el movimiento dextral en la falla de Guayape no se identifican en los datos que apoyan un movimiento solidario de los bloques central y oriental de Chortís.

Recientes modelos numéricos de esfuerzo y deformación son coherentes con el modelo de pinzamiento del bloque de Chortís y ponen en evidencia la importancia de la zona de debilidad a lo largo del arco volcánico en la evolución geodinámica de la zona (Álvarez-Gómez, 2009). En El Salvador, la ZFES es una estructura importante para la sismicidad y los movimientos de desgarre paralelos a la fosa. Álvarez-Gómez (2009) propone una actividad transtensiva para esta falla.

En cuanto a la estratigrafía, el bloque de Chortís está constituido por un basamento metamórfico de edad incierta cubierto por materiales Mesozoicos y Cenozoicos (Dengo y Bohnenberger, 1969; Lallemant y Gordon, 1999). Basándose en características geológicas de afloramientos Cretácicos y en datos aeromagnéticos, Rogers et al. (2007) propone la división del bloque de Chortís en cinco dominios o terrenos: Terreno Central, Norte, Este, Siuna y Sur (Fig. 1.11).

Los gradientes magnéticos en el Terreno Central de Chortís se orientan en dirección ONO-ESE, lo que coincide con la dirección de plegamiento de los ortogneises Paleozoicos y Grenvilienses presentes en la zona. Este terreno está formado por un basamento de esquistos, filitas y gneises sobre el cual se desarrollan cuencas rellenas de depósitos carbonatados y clásticos del Cretácico.

El Terreno Norte es similar al Central, la parte norte presenta un patrón de dirección E-O de cinturones de rocas metamórficas de edades que van desde el Paleozoico al Terciario intruidas por plutones del Cretácico superior y el Paleógeno.

El Terreno Este, al este de la falla de Guayape, presenta cinturones de plegamientos y cabalgamientos de dirección NE-SO desarrollados en materiales de edad Jurásica, con un basamento de filitas y esquistos. El Terreno de Siuna, al norte de Nicaragua, está compuesto por un basamento de rocas ígneas cuyo origen ha sido asociado a un complejo de arco-isla Cretácico.

Por último, en el Terreno Sur, las rocas que afloran son principalmente capas piroclásticas Miocenas depositadas junto al arco volcánico sobre un basamento de rocas metamórficas de origen ígneo.

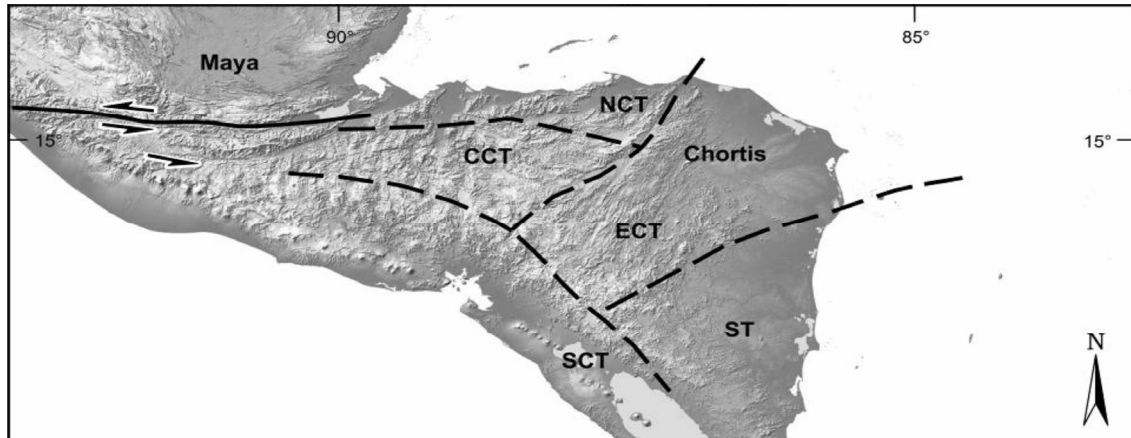


Figura 1.11: Distribución de los terremotos definidos en el bloque de Chortís por *Rogers et al.* (2007) sobre el modelo digital del terreno.

En general, estas características del bloque de Chortís tienen sus equivalentes en el suroeste de México, desde donde este bloque migró a partir del Eoceno hasta alcanzar su posición actual, a favor de la megacizalla de Motagua-Polochic.

Parte del bloque de Chortís está cubierto de materiales volcánicos Terciarios que describiremos en el apartado siguiente.

### 1.3. VULCANISMO DEL BLOQUE DE CHORTÍS

Todas las estructuras asociadas a la ZFES analizadas en este trabajo están afectando a los materiales volcánicos del arco volcánico salvadoreño. Por ello, presentamos la historia volcánica de la región y la distribución espacial de los materiales.

El bloque de Chortís, en su gran mayoría, está cubierto por materiales volcánicos Terciarios, principalmente piroclastos. En el Cenozoico son destacables tres episodios explosivos principales en la placa de Caribe. El más antiguo durante el Paleoceno superior al Eoceno, el segundo durante el Eoceno medio-superior y el más moderno en el Mioceno inferior-medio (*Sigurdsson et al., 1997*). Los dos episodios más modernos han tenido lugar en el arco volcánico centroamericano, además de en la sierra Madre Occidental de México (*McDowell y Clabaugh, 1979*). En El Salvador corresponden a la Formación Morazán que consiste en una serie de coladas ignimbríticas datadas como Oligocenas. *Sigurdsson et al. (2000)* proponen como causa de estos episodios explosivos la reorganización a escala regional que se produjo en el Pacífico, con la variación de la velocidad y dirección de movimiento de la placa hace 43 millones de años.

El episodio ignimbrítico del Mioceno también se produjo en el arco volcánico. En El Salvador corresponde a la Formación Chalatenango (*Bosse et al., 1978*). *Sigurdsson et al. (2000)* propone esta vez que el origen de este episodio explosivo es la reconfiguración del sistema Pacífico-Farallón que tuvo lugar hace 25 millones de años (*Hey, 1977; Barckhausen et al., 2001*). Como consecuencia de esta reorganización, se formó una nueva dorsal que dio lugar a las placas de Nazca y Cocos (*Wortel y Cloetingh, 1981*), variando la velocidad y dirección de la subducción bajo Centroamérica (*Meschede y Frisch, 1998*).

Los episodios explosivos cubren el bloque de Chortís de cenizas y blanquean el relieve Mesozoico. La incisión posterior de los ríos y la tectónica extensional que ha dado lugar a la formación de *horsts* y *grabens* en el sur de Honduras ha sido muy fuerte. Durante el Cuaternario, las erupciones silíceas explosivas han sido frecuentes dando lugar a extensas capas de tefras. La posición de los centros eruptivos se ha mantenido prácticamente igual desde el Mioceno hasta la actualidad.

Actualmente existen en la zona dos sistemas volcánicos activos principales con procesos de generación diferentes: el vulcanismo trasarco y el arco volcánico. El vulcanismo trasarco se concentra asociado a la tectónica extensional del bloque de Chortís, siendo el *graben* de Ipala su mayor foco (*Bohnenberger, 1969*). Este vulcanismo es de tipo monogenético y se desarrolla fuera de la influencia de la zona de Wadati-Benioff por efecto de la descompensación asociada a la extensión. Sin embargo sí existen algunas evidencias de influencia de la subducción.

El Arco Volcánico Centroamericano en la actualidad se extiende desde el límite entre México y Guatemala hasta Costa Rica a lo largo de 1.100 km (*Carr y Stoiber, 1990*) y unos 200 km tierra adentro desde la Fosa Mesoamericana (Fig. 1.12). La composición magmática varía a lo largo del arco volcánico dependiendo de las condiciones de la zona de subducción (*Carr, 1984; Feigenson y Carr, 1986; Patino et al., 1997, 2000; Hoernle et al., 2002; Carr et al., 2003; Feigenson et al., 2004; Carr et al., 2007a*) y de variaciones locales por diferenciación magmática. Esta diversidad de composición nos es muy útil a la hora de hacer correlaciones estratigráficas. Al norte de Centroamérica, el arco volcánico del Cuaternario medio y superior comprende 12 volcanes y múltiples domos dacíticos (*Meyer-Abich, 1956*), mientras que detrás del arco se sitúan cinco centros silícicos.

Los depósitos de caída procedentes de las erupciones asociadas a calderas cubren extensas áreas tanto en Guatemala (*Hahn et al., 1979*) como en El Salvador (*Hart, 1983*). Se estima que el volumen total de cenizas en la zona es de entre 300 y 500 km<sup>3</sup> (*Rose et al., 1981*). La actividad silícica es mucho menos frecuente en la actualidad pero aún persiste (*Koch y McLean, 1975; Rose et al., 1981; Conway et al., 1994*). Los materiales recientes (~200 ka) procedentes de centros silícicos en el norte de Centro América incluyen abundantes depósitos de caída y al menos diez depósitos de flujos piroclásticos (*Koch y McLean, 1975; Rose et al., 1981*). Durante el Holoceno el vulcanismo en el arco salvadoreño y guatemalteco incluye un alto número de erupciones de gran magnitud de magmas silícicos muy evolucionados, la mayoría procedentes de calderas volcánicas (*Rose et al., 1999*). Estas calderas son Ayarza, Amatitlán y Atitlán en Guatemala, y el complejo Berlín-Chinameca, Ilopango y Coatepeque en El Salvador (Fig. 1.13). Sin embargo, existen también algunos volcanes nicaragüenses que han generado erupciones plineanas de magnitudes moderadas y grandes como el volcán Concepción, el complejo volcánico de Chiltepe, el volcán Cosigüina o las calderas Apoyo y Masaya (*Freundt et al., 2006a; Scott et al., 2006; Kutterolf et al., 2008a*).

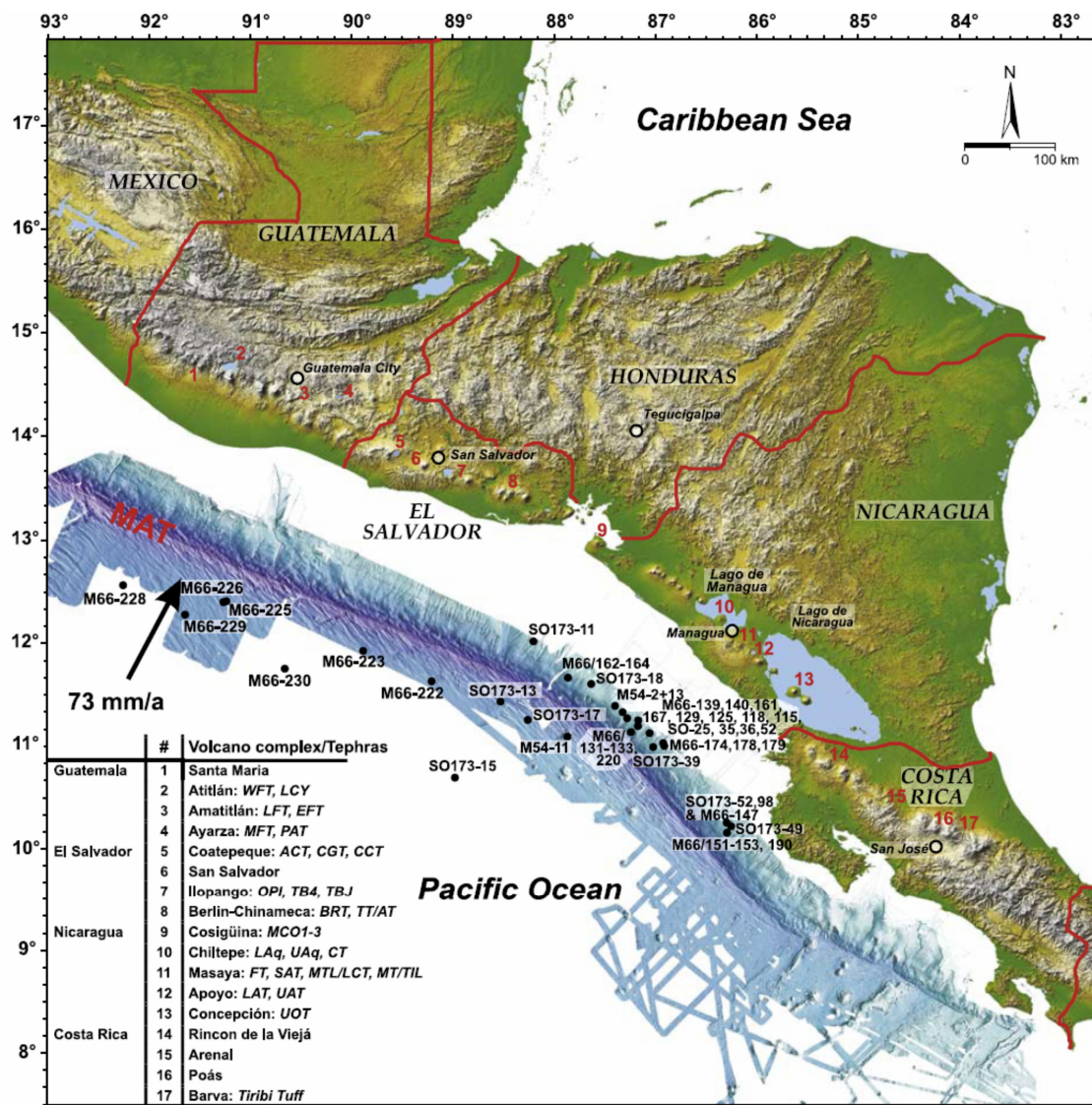


Figura 1.12: Modelo de elevación SRTM del norte de Centroamérica y batimetría de alta resolución de la fosa Mesoamericana (datos de *Ranero et al., 2005*) con la distribución de tefras recientes en el arco volcánico, el cual discurre a lo largo de dos grandes lagos con una longitud de ~ 200 km. Los principales edificios volcánicos aparecen en la parte inferior izquierda de la figura. WFT, Tefra W-fall; LCY, Tefra Los Chocoyos; LFT, Tefra L-fall; EFT, Tefra E-fall; MFT, Tefra mezclada; PAT, Tefra Pinos Altos; ACT, Tefra Arce; CGT, Tefra Congo; CCT, Tefra Conacaste; OPI, Pumita antigua del Ilopango; TB4, Tefra de Tierra Blanca 4; TBJ, Tefra de Tierra Blanca Joven; BRT, Tefra Blanca Rosa; TT/AT, Tefra Twins/A-fall; MCO1-3, Tefras máficas de Cosigüina; LAq, Tefra inferior Apoyeque; UAq, Tefra superior Apoyeque; CT, Tefra Chiltepe; FT, Tefra Fontana; SAT, Tefra San Antonio; MTL/LCT, Tripe capa de Masaya/Tefra La Concepción; MT/TIL, Tufita Masaya/ Ticuantepe Lapilli; LAT, Tefra inferior de Apoyo; UAT, Tefra superior de Apoyo; UOT, Tefra superior de Ometepe. Figura modificada de *Kutterolf et al., 2008b*.

### 1.3. Vulcanismo del bloque de Chortís

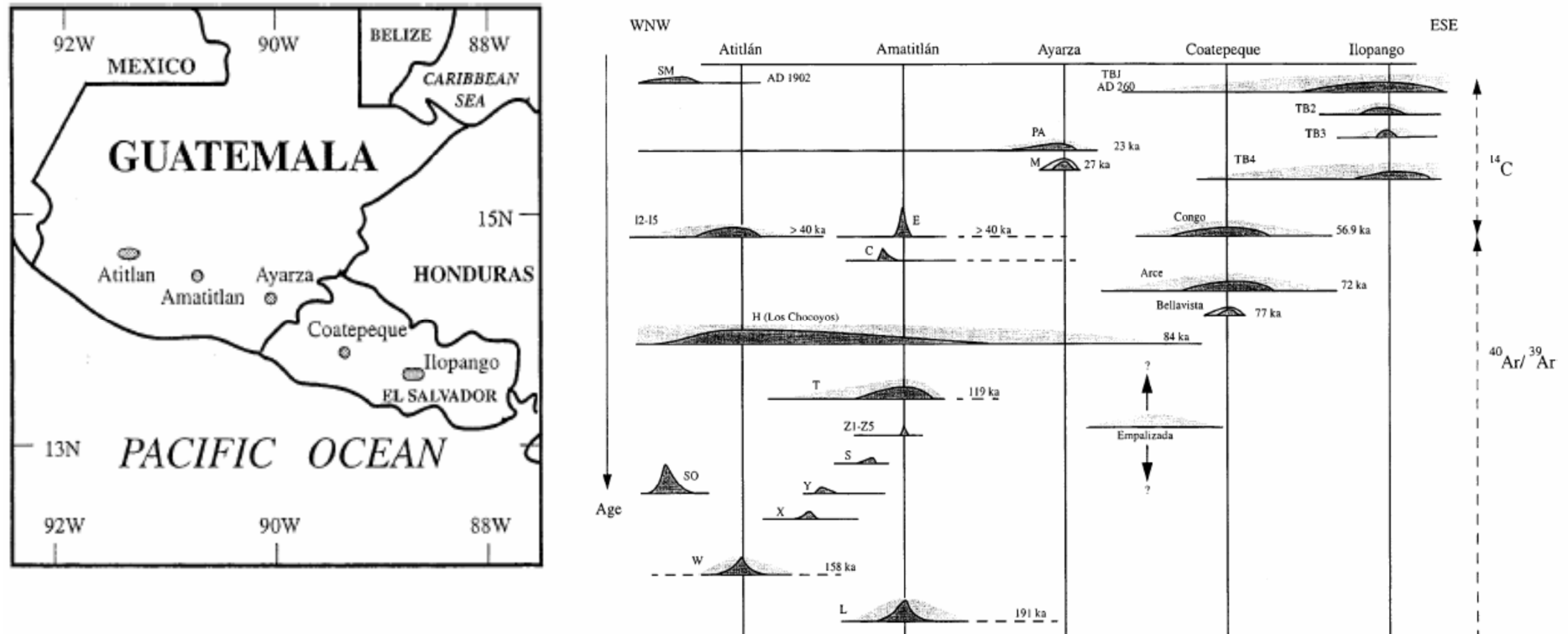


Figura 1.13: Edades y extensión de las tefras Cuaternarias más recientes del arco volcánico del norte de Centroamérica. Figura modificada de *Rose et al.* (1999).



## 1.4. CONTEXTO GEOLÓGICO DE EL SALVADOR

### Unidades geomorfológicas regionales

El Salvador está constituido por cuatro unidades geomorfológicas con un marcado control tectónico en su origen, pues su desarrollo está condicionado por una combinación entre la tasa de subducción elevada y una intensa actividad sísmica y volcánica. Cada una de las unidades forma una banda de orientación E-O que se extiende por el país paralelamente a la costa (Fig. 1.14) (*Weyl, 1980*). La unidad situada más al norte está constituida esencialmente por rocas plutónicas del Terciario que generan el relieve más montañoso y la forman la denominada Montaña Fronteriza o Cordillera del Norte, tres grandes grupos de montañas que sirven de frontera natural con Honduras. Al sur de estas montañas se encuentra el Valle Central que forma el área central del país. El relieve en esta zona se caracteriza por alcanzar pendientes de entre 30 y 50%. En la parte sur del Valle se elevan los volcanes Cuaternarios formando el eje volcánico que atraviesan el país de este a oeste, constituyendo el Arco Volcánico salvadoreño, donde encontramos ocho volcanes activos, tres de los cuales han entrado en erupción en el siglo XX (*Siebert y Simkin, 2002*). Estos volcanes pertenecen al denominado Cinturón de Fuego del Pacífico, que se extiende desde el sur de México hasta Costa Rica. Al sur de esta depresión central se levantan tres relieves que conforman la Cadena Costera. Estos relieves son: Tacuba, en el borde oeste y limitando con Guatemala; la Cordillera de El Bálsamo, situada al suroeste de San Salvador; y la Cordillera de Jucuarán, que bordea el Golfo de Fonseca. Entre estas cordilleras existen dos planicies costeras, la mayor de las cuales se sitúa en el centro y este del país y corresponde al estuario del río Lempa.

El frente volcánico activo en El Salvador se dispone a lo largo de una depresión paralela a la Fosa Mesoamericana. En el oeste del país, los estratovolcanes Izalco y Santa Ana se forman en una zona fuertemente controlada por fallas, al igual que la caldera Coatepeque (*Carr y Pontier, 1981*). Estos edificios volcánicos son la fuente de ignimbritas andesíticas Cuaternarias que se extienden hacia el norte en el arco volcánico. El volcán San Salvador, próximo a la capital del país, consiste en varios centros eruptivos Cuaternarios, incluyendo el gran cráter de El Boquerón (*Major et al., 2001 y 2004; Sofield, 2004*).

La caldera de Ilopango, aproximadamente en el centro de El Salvador, forma un gran lago creado por sucesivos colapsos del edificio que dieron lugar a la emisión de cantidades importantes de tefras depositadas en el centro del país (*Mann et al., 2004; Rolo et al., 2004*). Al sureste del Ilopango se encuentra el volcán San Vicente, un complejo conjunto de dos estratoconos (*Major et al., 2001*) que generó un *debris avalanche* y depósitos de *lahar* durante el Cuaternario alcanzando una extensión de 25 km. El volcán San Miguel, compuesto principalmente por basaltos, se encuentra al este de El Salvador y es el más activo del país.

La costa de El Salvador, al sur del arco volcánico, consiste en una gran llanura aluvial con buzamiento hacia el océano Pacífico (*Short, 1986*) formada por clastos y sedimentos volcánicos arrastrados de las zonas altas y depositados por los ríos. Estas zonas están poco afectadas por fallas en fuerte contraste con la muy tectonizada línea de costa entre Costa Rica y Panamá.

El norte del país forma parte del denominado por *Rogers et al. (2007)* Terreno Meridional de Chortís, formado por capas piroclásticas Miocenas, de unos 2 km de espesor, depositadas sobre un basamento de rocas metamórficas de origen ígneo que apenas afloran. En esta zona se puede apreciar la terminación de los valles extensionales de orientación N-S que se extienden hacia el norte hasta la falla de Motagua-Polochic, producidos por el movimiento relativo del bloque de Chortís hacia el este (*Burkart y Self, 1985; Manton, 1987; Gordon y Muehlberger, 1994; Guzmán-Speziale, 2001; Rogers et al., 2002; Rogers et al., 2005*).



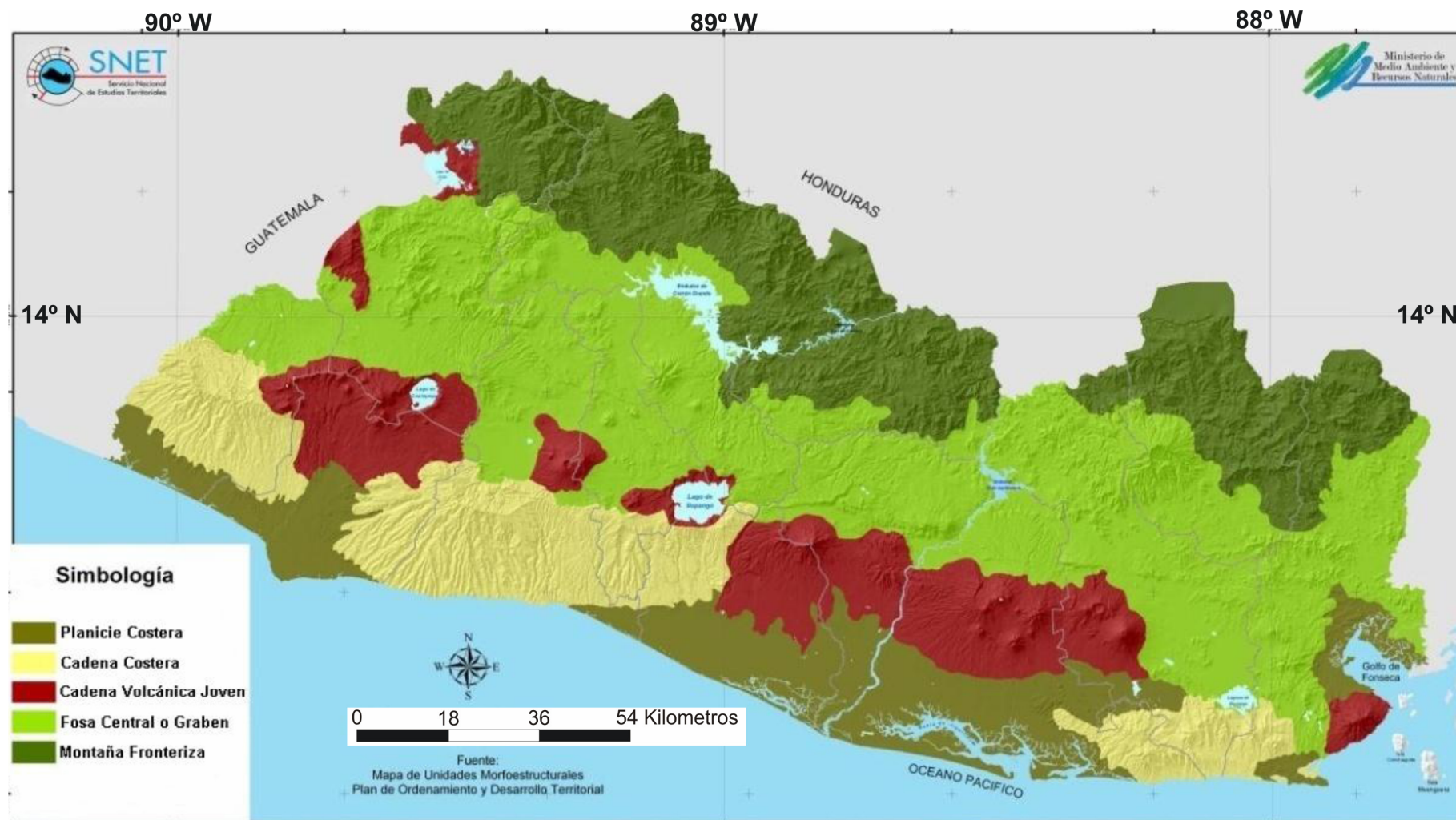


Figura 1.14: Mapa de unidades geomorfológicas descritas por el SNET, 2006. Tomado de <http://www.snet.gob.sv/>

##### Estratigrafía

La mayor parte del territorio Salvadoreño está ocupado por materiales Plio-Cuaternarios y de origen volcánico (Fig. 1.15). Se trata de rocas efusivas de composición riolítica, dacítica, andesítica y basáltica, así como materiales piroclásticos (Bosse, *et al.*, 1978). También se encuentran rocas ígneas de carácter intrusivo, clasificadas como granitos, granodioritas, monzonitas y dioritas que afloran en la Cordillera del Norte. Los materiales más antiguos son del Mesozoico (Jurásico-Cretácico) de origen sedimentario, comprendiendo de forma general calizas, conglomerados de cuarzo y areniscas. Afloran en una zona muy reducida en el extremo noroeste del país. Los depósitos más recientes están formados por cenizas volcánicas no consolidadas, lapilli, depósitos de coladas piroclásticas, y brechas. En muchas partes del país afloran niveles volcano-sedimentarios de poca extensión procedentes de antiguos depósitos piroclásticos re TRABAJADOS y depositados en ambiente fluvial y lacustre, además de depósitos de diatomitas y lignitos. Estos depósitos cuentan con intercalaciones de productos piroclásticos, lo cual indica que son contemporáneos con la actividad volcánica reciente. La mayor parte del territorio (dos terceras partes) está ocupado por depósitos piroclásticos recientes poco consolidados, que pueden tener espesores muy elevados. Los más importantes de estos depósitos corresponden a las formaciones Bálsamo, Cuscatlán y San Salvador. De forma sintética, se muestra en la figura 1.16 una columna estratigráfica general de los materiales que afloran en el país.

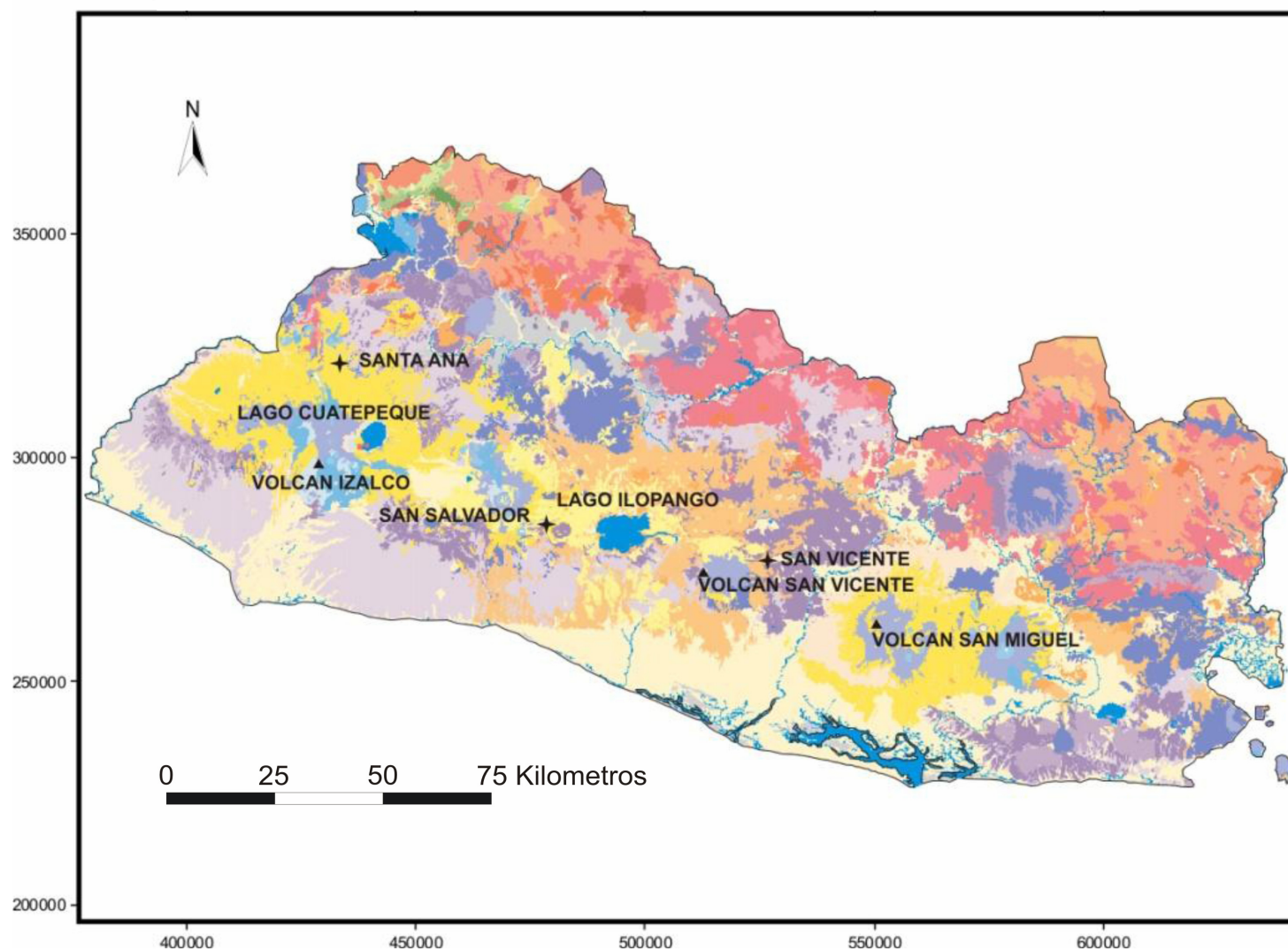


Figura 1.15a: Mapa geológico de El Salvador. Tomado de *Bosse et al., 1978*.

#### 1.4. Contexto geológico de El Salvador

Cenozoico	Neógeno	Cuaternario	Holoceno	Formación	SAN SALVADOR	Qf	Depósitos sedimentarios del cuaternario
						s5'c	Cenizas volcánicas y tobas de lapilli
						s5'b	Conos de acumulación (escorias, tobas de lapilli, cinder)
						s5'a	Efusivas básicas-intermedias
Mesozoico	Paleógeno	Eoceno	Paleoceno	Formación	CUSCATLÁN	s4	"Tierra Blanca": piroclastitas ácidas y epiclastitas volcánicas subordinadas; localmente rocas efusivas ácidas s3'b
						s3'b	Rocas efusivas ácidas
						s3'a	"Tobas de Color Café": piroclastitas ácidas, epiclastitas volcánicas
						s2	Rocas efusivas básicas-intermedias, piroclastitas subordinadas
						s1	Piroclastitas ácidas, epiclastitas volcánicas; localmente efusivas básicas-intermedias
	Mioceno	Plioceno		Formación	BÁLSAMO	c3	Rocas efusivas básicas-intermedias
						c2	Rocas efusivas ácidas e intermedias-ácidas (ocurrencias aisladas de ch2)
						c1	Piroclastitas ácidas, epiclastitas volcánicas
						b3	Rocas efusivas básicas-intermedias
						b2	Rocas efusivas básicas-intermedias, piroclastitas, epiclastitas volcánicas subordinadas (estratos no diferenciados y edificios volcánicos)
						b1	Epiclastitas volcánicas y piroclastitas; localmente rocas efusivas básicas-intermedias intercaladas
	Oligoceno			Formación	CHALATENANGO	ch2	Rocas efusivas ácidas; piroclastitas ácidas subordinadas
						ch1	Piroclastitas ácidas, ignimbritas, epiclastitas volcánicas, localmente rocas efusivas ácidas intercaladas
						l	Rocas intrusivas ácidas hasta intermedias
						m2'b	Piroclastitas intermedias hasta intermedias-ácidas, epiclastitas volcánicas, rocas efusivas subordinadas
	Paleoceno			Formación	MORAZÁN	m2'a	Rocas efusivas intermedias hasta intermedias-ácidas, piroclastitas subordinadas (alteración regional por influencia hidrotermal)
						m1'b	Rocas efusivas ácidas e ignimbritas, localmente piroclastitas
						m1'a	Piroclastitas ácidas hasta intermedias; en la parte basal localmente rocas efusivas intermedias hasta intermedias-ácidas
						va	Capas rojas (conglomerados de cuarzo y calizas, areniscas, siltitas, lutitas), localmente vulcanitas intermedias intercaladas
Jurásico	Cretácico	inf.		Formación	METAPÁN	yo	Calizas y calizas margosas con una intercalación de capas rojas ts
						ts	Conglomerados de cuarzo principalmente rojos, areniscas, siltitas, lutitas; localmente vulcanitas intermedias intercaladas; en la parte superior localmente capas yo
						ts'm	Metasedimentos, metavulcanitas, principalmente ts

Figura 1.15b: Leyenda de las formaciones y unidades del mapa geológico de El Salvador. Tomado de Bosse et al., 1978.

La formación Bálsamo (Mioceno-Plioceno) es la más antigua de las que aflora en el área de estudio. Los afloramientos son reducidos pues la zona se encuentra cubierta por los depósitos volcánicos más jóvenes procedentes de la explosión de la caldera Ilopango y los materiales emitidos por el volcán San Salvador. Esta formación está compuesta por rocas volcánicas ácidas en el nivel inferior (unidad b1) y de intermedias a básicas (unidades b2 y b3) en la parte superior.

En general, son aglomerados con intercalaciones de tobas volcánicas consolidadas y coladas de lava desde basaltos a andesitas, con paleosuelos intercalados de color rojizo y de gran potencia (hasta 20m). La unidad b1 corresponde a depósitos epiclásticos volcánicos y piroclásticos y localmente rocas efusivas básicas-intermedias intercaladas. La unidad b2 está formada por rocas efusivas básicas e intermedias, piroclastitas, y epiclastitas volcánicas subordinadas. Están afectadas por un intenso diaclasado que ocasiona la fragmentación de la roca en bloques de pequeño tamaño. Las diaclasas están rellenas por un material de color marrón claro que, al meteorizarse y alterarse, genera suelos arcillosos algo arenosos. Por último, la unidad b3 está compuesta por rocas efusivas básicas-intermedias y piroclastitas.

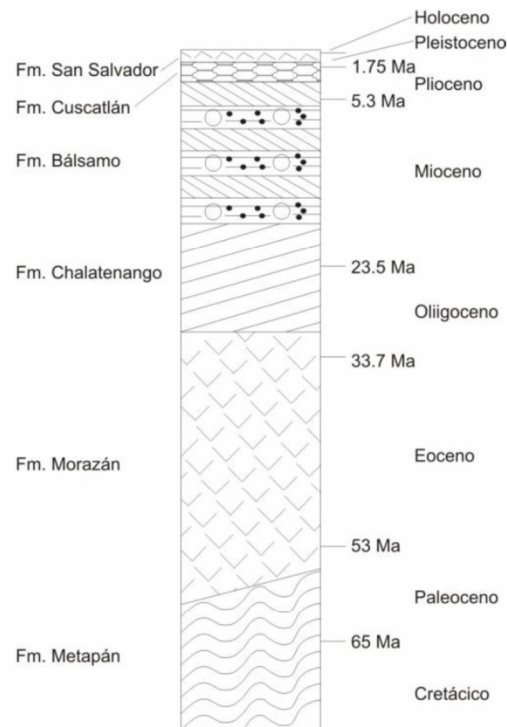


Figura 1.16: Columna estratigráfica sintética de las formaciones que afloran en El Salvador. Tomada de *Hernández, 2004*.

La Formación Cuscatlán abarca desde el Plioceno superior hasta el Pleistoceno inferior y comprende las unidades piroclásticas más antiguas procedentes de la caldera Ilopango, compuestas por múltiples ignimbritas consolidadas de color rosado y beige y tobas cineríticas de color blanco. Está constituida por piroclastitas (localmente tobas) y epiclastitas con intercalaciones de rocas efusivas. Predominan las facies de cuenca (c1), tobas félsicas en la base y coladas efusivas félsico-intermedias en la parte superior.



La unidad c1 son piroclastitas ácidas y epiclastitas volcánicas. Son muy abundantes las facies de cuenca (estos mismos materiales resedimentados por la acción fluvial y lacustre). Se trata de ignimbritas y tobas. Las ignimbritas de color rosado poseen una matriz de cenizas finas-medias con abundantes pómece. La unidad c2 está compuesta por rocas efusivas ácidas. Son lavas dacíticas que forman pequeños domos cuya orientación está controlada por la fracturación E-O. A pesar de su aspecto masivo, se encuentran afectadas por una intensa fracturación. La unidad c3 son rocas efusivas básicas-intermedias y lavas basálticas fracturadas, diaclasadas y alteradas, cuyo origen puede estar relacionado con extensión a lo largo del “*graben* Central”. Las piroclastitas, tobas prioclasticas y epiclastitas cuando no están alteradas son masivas y densas, mientras que cuando están meteorizadas se desintegran en un material arcilloso, algo arenoso, que da lugar a la formación de suelos rojizos muy característicos.

Los más comunes y jóvenes depósitos volcánicos de El Salvador son los de la Formación San Salvador, que corresponde a los productos efusivos y explosivos del volcán San Salvador y varias erupciones de la caldera de Ilopango emitidos durante el Pleistoceno superior hasta el Holoceno. Se conocen varios depósitos dentro de los cuales los más importantes son las Tobas de color café y las cuatro Tierra Blanca (Tierra Blanca 4, 3, 2 y Tierra Blanca Joven). Las Tobas color café son piroclastitas ácidas de color marrón amarillento y epiclastitas volcánicas. Los depósitos de pómece representan tres épocas eruptivas separadas por sendos periodos de inactividad, durante los cuales se desarrollaron paleosuelos. Tierra Blanca está compuesta por depósitos de caída y coladas piroclásticas procedentes de la caldera de Ilopango. Se trata de piroclastitas y epiclastitas ácidas. Los productos de esta formación se componen principalmente por oleadas piroclásticas, depósitos de coladas piroclásticas o ignimbritas y las coignimbritas asociadas, todas de color blanco.

Los depósitos aluviales Cuaternarios están compuestos por sedimentos aluviales (gravas, arenas, limos y arcillas) depositados en los cauces de los ríos y en depresiones locales, muchos de ellos procedentes de la erosión de la unidad Tierra Blanca, así como depósitos caóticos de lahares que se encuentran alrededor de los edificios volcánicos.

## Estructura y sismicidad

En el Salvador se reconocen cuatro familias de fallas principales (*Martínez-Díaz et al., 2004*) con orientaciones NO-SE, NNO-SSE, NNE-SSO y E-O (Fig. 1.17), siendo esta última la de mayor importancia pues atraviesa prácticamente todo el territorio a lo largo del arco volcánico. La principal estructura del país es la Zona de Falla de El Salvador (ZFES), un importante sistema de cizalla dextral que debido a su movimiento genera una serie de cuencas Plio-Cuaternarias (*Martínez-Díaz et al., 2004; Corti et al., 2005*) entre las que se encuentra la cuenca del río Lempa. Este sistema de fracturación también destaca por su alta actividad sísmica, habiendo generado muchos de los terremotos más destructivos que ha sufrido el país.

En El Salvador se producen dos tipos de sismicidad en función de su origen tectónico y su localización. Los terremotos asociados con la subducción son de gran tamaño, con magnitudes  $M_w > 7$ , y se generan a profundidades intermedias ( $< 200$  km) a lo largo de la interfase con la placa de Caribe (*Dewey y Suarez, 1991*). Presenta dos mecanismos de deformación distintos: formación de fallas inversas en la zona de Wadati-Benioff; y formación de fallas normales debido a las fuerzas de arrastre de la subducción o al plegamiento o curvatura de la placa que subduce (*Isacks y Baranzagi, 1977*). Estos terremotos causan intensas sacudidas del terreno que afectan principalmente al centro y sur de El Salvador. El más reciente ejemplo de este tipo de eventos es el terremoto de El Salvador de enero de 2001 ( $M_w 7.7$ ) producido por movimientos de falla normal sobre planos N  $120^\circ$ - $130^\circ$  E (*Bommer et al., 2002*), al igual que otros generados en la zona de subducción. Estos terremotos producen daños moderados en el continente.

Los terremotos superficiales ( $h < 20$  km) coinciden con el arco volcánico Cuaternario (*Dewey et al., 2004*), acomodan los movimientos de desgarre paralelos a la fosa (*White et al., 1987*) e históricamente se les han atribuido magnitudes moderadas ( $M_w 5.5$ - $6.8$ ). A lo largo de este trabajo demostraremos que existe una alta probabilidad de que se den en el futuro y se hayan dado en el pasado terremotos con magnitudes  $M_w > 7$  en el arco volcánico salvadoreño. El último terremoto de importancia de estos eventos superficiales se produjo el 13 de febrero de 2001. A pesar de ser terremotos de menor magnitud que los de subducción, la poca profundidad a la que se generan, la baja recurrencia y proximidad a las poblaciones hace que estos eventos sísmicos generen mayor destrucción que los grandes terremotos de la fosa (*White y Harlow, 1993*).

Históricamente se han producido un gran número de terremotos en El Salvador. Existe un registro de estos eventos desde 1524 para toda Centroamérica (*Martínez, 1978; White et al., 1987; White y Harlow, 1993*) que incluye casi 23.000 terremotos, de los cuales 500 son de magnitudes mayores de 6 y unos 100 mayores de 7. En los últimos 100 años el país ha sufrido, al menos, 11 terremotos destructivos que han causado más de 3.000 víctimas (*Bommer et al., 2002*) debidas tanto al efecto directo de las sacudidas como a los deslizamientos de ladera inducidos (Fig. 1.18).

El mayor terremoto que ha afectado a El Salvador en el siglo XX ocurrió en septiembre de 1915 con una magnitud Ms 7.8 y una profundidad de entre 45 y 60 km (*Ambraseys y Adams, 2001*). Este terremoto causó una amplia destrucción en el oeste del país, afectando particularmente a la ciudad de Juayúa (*Lardé, 1960*).

Los terremotos de subducción del 28 de marzo de 1921 (Ms 7.4) y del 21 de mayo de 1932 (Ms 7.1) causaron daños moderados al este del país (*Ambraseys y Adams, 2001*), posiblemente debido a su profundidad (170 y 150 km, respectivamente). El terremoto que tuvo lugar el 19 de junio de 1982 (Mw 7.2) al oeste de El Salvador dañó, sobre todo, el sur del país, destruyendo las casas de adobe y causando numerosos deslizamientos (*Álvarez, 1982; Lara, 1983*). Este evento fue muy similar al que se produjo el 13 de enero de 2001 en cuanto a la profundidad y al mecanismo focal, pero con menor magnitud (Mw 7.3).

En cuanto a terremotos superficiales, durante el siglo XX se han dado al menos siete eventos de este tipo que causaron grandes daños. El 8 de junio de 1917 se produjo un terremoto al oeste de la capital del país, San Salvador, de magnitud Ms 6.7 (*White y Harlow, 1993; Ambraseys y Adams, 2001*) que destruyó las ciudades de Armenia, Ateos y Quetzaltepeque, entre otras. A este sismo le siguió la erupción del volcán San Salvador, con la formación de flujos de lava derramados en la ladera norte. El 28 de abril de 1919 San Salvador sufrió un nuevo terremoto de poca profundidad y magnitud Ms 5.9. La ciudad de San Vicente, 40 km al este de San Salvador, fue duramente afectada por el terremoto del 20 de diciembre de 1936 (Ms 6.1) que causó más de 100 muertos (*Levin, 1940*) y que fue localizado en el mismo lugar que el terremoto del 13 de febrero de 2001. El 25 de diciembre de 1937 un evento de Ms 5.8 se produjo cerca de la frontera con Guatemala, causando daños en las ciudades de Ahuachapán y Atiquizaya. Una serie de tres terremotos se sucedieron al este del país entre el 6 y el 7 de mayo de 1951, con magnitudes Ms 5.9, 6.0 y 5.5, destruyendo las ciudades de Jucuapa y Chinameca y causando más de 400 muertos (*Ambraseys et al., 2001*).



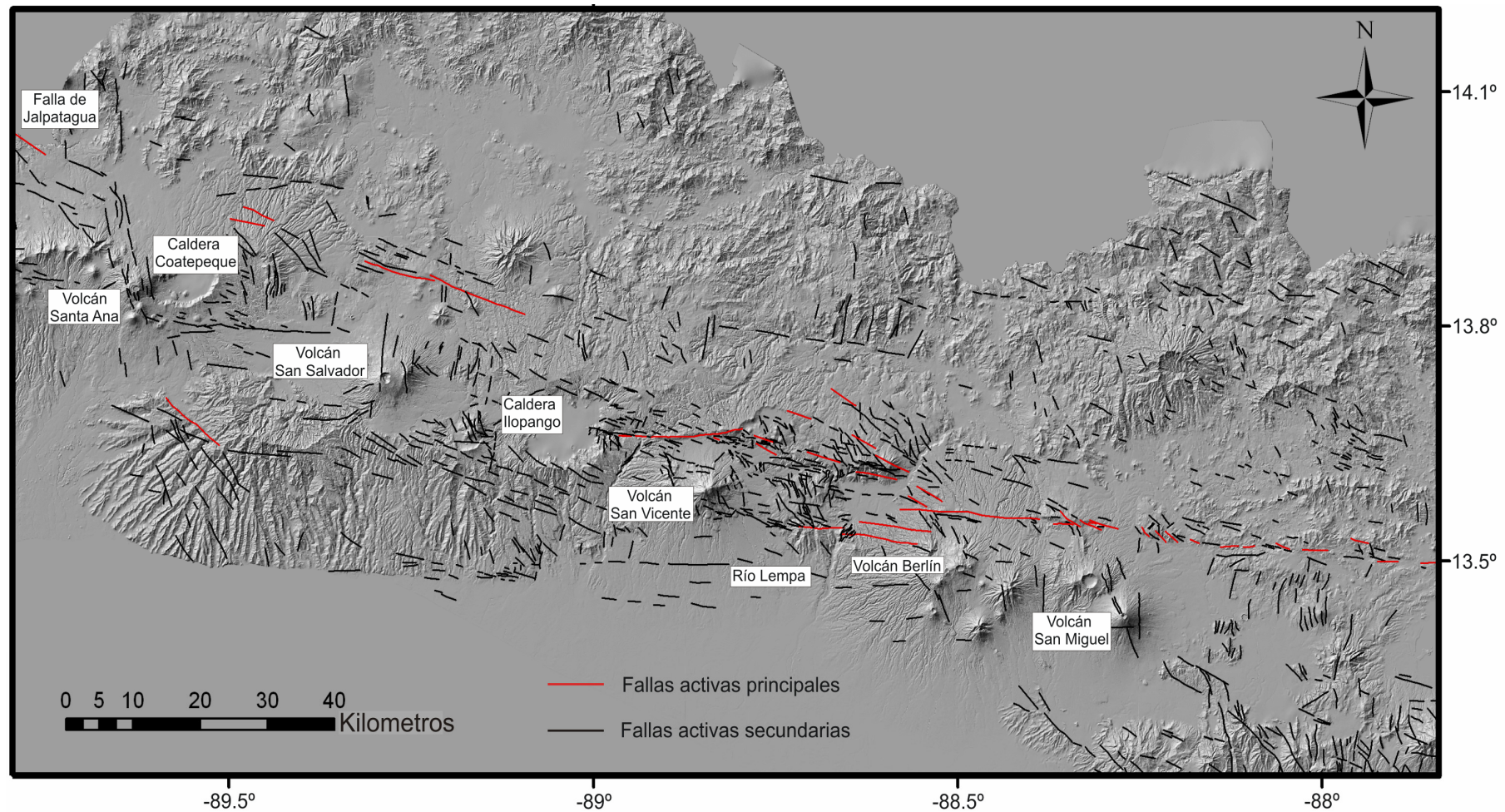


Figura 1.17: Modelo digital del terreno (MDT) de El Salvador con las principales fallas activas y algunas fallas secundarias que han sido cartografiadas para este estudio y que componen la Zona de Falla de El Salvador (ZFES).

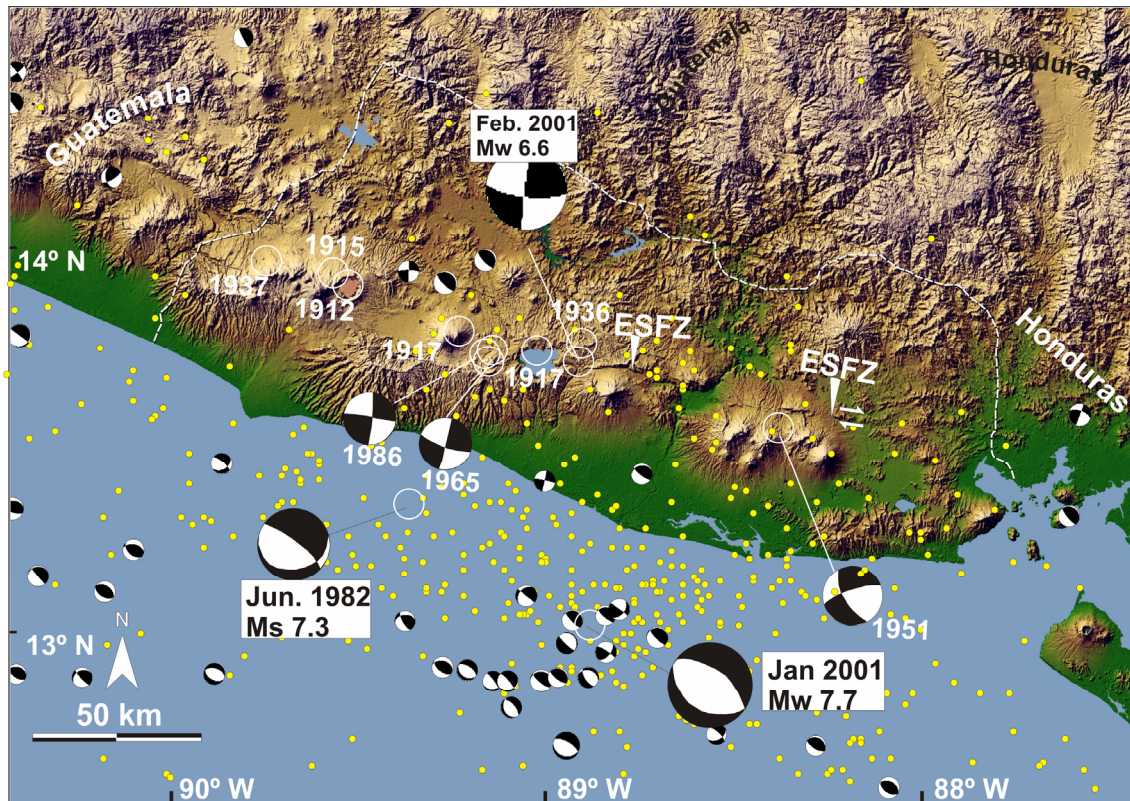


Figura 1.18: Imagen de RADAR SRTM de El Salvador con los terremotos históricos destructivos y los epicentros de los terremotos instrumentales ( $M_w > 3.5$ , para el periodo de 1984 a 2001, catálogo completo) sacados del catálogo sísmico del USGS-NEIC. Los símbolos de mecanismos focales pequeños son la representación de los eventos de  $M_w > 5.5$  (para el mismo periodo de 1984 a 2001, tomados de la base de datos de Harvard CMT) y los símbolos de mecanismo focal grandes son para eventos de  $M_w > 6.5$  (sacados de *Bufo et al., 2001*). La línea blanca discontinua muestra la frontera de El Salvador. Ver completitud del catálogo sísmico en el Apéndice A.

San Salvador es posiblemente la capital de Latinoamérica más frecuentemente dañada por terremotos. Dos de los peores se produjeron el 3 de mayo de 1965 ( $M_s 5.9$ ) con 120 muertos (*Lomnitz y Schulz, 1966*) y el 10 de octubre de 1986 ( $M_w 5.7$ ) con 1.500 muertos y más de 100.000 hogares destruidos (*Bommer y Ledbetter, 1987; EERI, 1987; Harlow et al., 1993*). Muchas de las estructuras que colapsaron durante el terremoto de 1986 habían sido dañadas por el de 1965, y posiblemente también por el terremoto de subducción de 1982.

La mayoría de los terremotos superficiales que se producen en el arco volcánico están relacionados con la tectónica (con el movimiento de cizalla dextral). Este es el caso del enjambre de terremotos que se produjeron en abril de 1999 cerca del volcán San Vicente (Chichontepec), con más de 1.000 pequeños temblores, y el de julio de 1975 en la misma zona.



Existen numerosos estudios probabilísticos que intentan determinar la peligrosidad sísmica en El Salvador (*Algermissen et al., 1988; Alfaro et al., 1990; Singh et al., 1993*) y Centroamérica (*Lindholm et al., 1995; Villagran, 1995*). Los mapas de peligrosidad generados para periodos de retorno de 475 años difieren unos de otros en la distribución geográfica de la peligrosidad y en las aceleraciones máximas del terreno (*Bommer et al., 1996*). Después del terremoto de San Salvador de mayo de 1965, *Rosenblueth y Prince* (1966) propusieron dos zonaciones sísmicas para El Salvador, una para terremotos de subducción y otra para la sismicidad superficial. Sin embargo, no se ha incorporado dicha zonación a los códigos de diseño sísmico.

Los deslizamientos inducidos por terremotos son muy comunes en Centroamérica pero los mecanismos que los desencadenan varían de un país a otro. En Guatemala y El Salvador se suelen producir caída de rocas y deslizamientos en las laderas volcánicas, sobre todo en aquellas con fuertes pendientes y materiales como la ceniza pumítica o las tefras. Aunque estos depósitos son capaces de crear paredes verticales en los barrancos y en los cortes de las carreteras, las fuertes lluvias o el movimiento del terreno producido por un terremoto o las erupciones volcánicas pueden hacer que estos escarpes cedan con mucha facilidad. El número de deslizamientos que inducen los terremotos en zonas con depósitos de cenizas son desproporcionadamente mayores comparados con los producidos por terremotos de igual magnitud en otras zonas del mundo. Evidencias históricas muestran que los deslizamientos en El Salvador (Fig. 1.22) inducidos por terremotos de subducción cubren un área mucho mayor que los producidos por terremotos en el arco volcánico (*Bommer y Rodríguez, 2002*). Los terremotos de enero y febrero de 2001 confirman esta afirmación.

#### 1.4. Contexto geológico de El Salvador



Figura 1.22: Fotografías de dos de los deslizamientos de tierras disparados por los terremotos de 2001 en El Salvador.

## **2. ANÁLISIS SISMOTECTÓNICO DEL TERREMOTO DE EL SALVADOR DEL 13 DE FEBRERO DE 2001**

### **2.1. INTRODUCCIÓN**

Hacia las 11:33 AM (hora local) del 13 de enero de 2001, un terremoto de magnitud Mw 7.6 (intensidad en la escala Mercalli Modificada, MM: VI-VII) se generó a unos 40 km mar adentro y a una profundidad de 20 km, frente a la costa de El Salvador, seguido de más de 3.000 réplicas registradas durante las siguientes semanas. Este evento está relacionado con la subducción de la placa de Cocos bajo Caribe y causó más de 900 muertos y daños severos en el país, sobre todo, en el centro y sur de este. Exactamente un mes después, el 13 de febrero de 2001, tuvo lugar un terremoto superficial (9 km de profundidad hipocentral) de magnitud Mw 6.6 relacionado, como más adelante detallaremos, con el movimiento de desgarre dextral de la Zona de Falla de El Salvador (ZFES) en el arco volcánico salvadoreño (*Martínez-Díaz, et al., 2004*). Este terremoto fue disparado por el cambio de esfuerzos estáticos que produjo en la zona el evento de enero (*Benito et al., 2004; Martínez-Díaz et al., 2004*). El terremoto de febrero disparó alrededor de 70 deslizamientos en El Salvador que se sumaron a los más de 500 que se generaron debido al terremoto de enero. A pesar de que el terremoto de enero fue de mayor magnitud que el de febrero, este último causó grandes daños y más de 300 muertos debido a su poca profundidad y a la cercanía a las zonas pobladas del país. En el último siglo han ocurrido en El Salvador varios terremotos destructivos similares a los que tuvieron lugar durante el año 2001 (*Bommer et al., 2002*), lo que es de esperar en una zona de contacto de placas con velocidades de convergencia de entre 70 y 85 mm/a (*DeMets, 2001*) y tasa de deformación en la corteza superior intrapaca de, al menos, 8 mm/a (*DeMets et al., 2008*). Es muy posible que alguno de los terremotos históricos destructivos del Siglo XX en la zona hayan producido rotura de la superficie (el plano de rotura de la falla se propaga hasta llegar a la superficie).

Anteriormente al estudio aquí presentado, la distribución de las fallas activas en El Salvador solo era conocida en términos generales (*Martínez-Díaz et al., 2004; Corti et al., 2005*), y no se habían llevado a cabo estudios detallados de reconocimiento de estructuras cosísmicas (estructuras producidas durante los movimientos sísmicos y generadas por ellos) después de los terremotos

Estas estructuras permiten analizar las características de la fuente geológica de los eventos sísmicos. Por ello, la ocurrencia del terremoto del 13 de febrero de 2001 supuso una buena oportunidad para analizar la falla responsable del mismo desde el punto de vista sismotectónico. También fue importante en cuanto a la obtención de datos que permitan mejorar el entendimiento de las fuentes geológicas responsables de los terremotos históricos destructivos ocurridos en El Salvador.

En este capítulo presentamos los resultados del análisis sismotectónico realizado en la ZFES, con especial atención al terremoto de febrero de 2001. La sismotectónica se encarga del estudio de las relaciones genéticas entre la actividad sísmica y la tectónica, incluyendo el análisis de los procesos precursores que acompañan a los terremotos, las estructuras geológicas regionales que los producen y las variaciones temporales y espaciales de dichos procesos y estructuras (*McCalpin, 2009*). *Scholz (2002)* define sismotectónica como el estudio de los terremotos desde su vertiente tectónica.

Para la realización del estudio sismotectónico hemos analizado espacial y temporalmente la secuencia sísmica de 2001 y su relación con las estructuras y morfologías que se generan en la superficie. Se han estudiado las fotografías aéreas (a diversas escalas) y el modelo digital del terreno (MDT), con una resolución de 10 m, lo que unido a las observaciones de campo ha permitido identificar las fallas activas Cuaternarias de la zona. También hemos realizado campañas de campo para analizar la rotura superficial y otras estructuras secundarias asociadas al terremoto a lo largo de la traza de la falla cartografiada. Una parte muy importante de nuestro trabajo ha consistido en la creación del primer mapa de detalle de fallas activas en la zona donde se produjo el terremoto. Nuestro objetivo en este capítulo es presentar las evidencias de campo de la rotura superficial asociada al terremoto de El Salvador de febrero de 2001, definir la fuente sísmica de dicho terremoto y aproximar un tamaño de ruptura de la falla a partir de datos sísmicos y geológicos. El análisis espacial de la sismicidad y de los deslizamientos disparados por el terremoto nos ha ayudado a definir la longitud de la rotura superficial de la falla. Una vez determinado un modelo de rotura para la falla asociado al terremoto de febrero de 2001, hemos realizado un estudio del cambio de esfuerzos estáticos de Coulomb basado en los parámetros de dicho modelo y lo hemos comparado con la distribución espacial y temporal de réplicas. El análisis de los esfuerzos estáticos de Coulomb también nos ha ayudado a determinar la carga de esfuerzos producida por la secuencia de 2001 en las fallas activas de la zona. Este análisis tiene implicaciones muy importantes en la peligrosidad sísmica local.

## 2.2. SECUENCIA SÍSMICA DE FEBRERO DE 2001

El epicentro del terremoto de El Salvador de febrero de 2001 ( $M_w$  6.6) se localizó en las proximidades de la ciudad de San Vicente (13.621° N, 88.856° W), aproximadamente 30 km al este de San Salvador, la capital del país (red local de MARN-SNET, Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales-Servicio Nacional de Estudios Territoriales; [www.snet.gob.sv/Geologia/Sismologia](http://www.snet.gob.sv/Geologia/Sismologia)). El terremoto principal fue seguido de multitud de réplicas que cubrieron un área de unos 300 km<sup>2</sup> (Fig. 2.1 y 2.2a). La duración total del evento fue de 12 segundos (*Bommer et al., 2002*) y la profundidad focal de 9 km (red local de MARN-SNET). El mecanismo focal muestra un movimiento lateral sinistral en un plano de dirección N 7° E o un movimiento lateral dextral en el plano de dirección N 96° E. Estudios posteriores de la distribución de terremotos han concluido que el plano de deslizamiento más probable para el terremoto es el de dirección N 96° E (*Bommer et al., 2002; Martínez-Díaz et al., 2004*).

### Análisis espacial y temporal de la secuencia de réplicas

Las réplicas asociadas al terremoto de febrero de 2001 nos ayudan a determinar la geometría y tamaño del plano de rotura cosísmico que generó dicho terremoto. La figura 2.1 muestra la distribución de las réplicas ocurridas durante las 24 horas siguientes al evento principal que abarca un área de unos 60 km de largo y 20 km de ancho. Esta área la interpretamos como un valor máximo del tamaño del plano de rotura propiamente dicho, cuyo valor real debería ser inferior. En la mayoría de los grandes terremotos, las réplicas se producen rodeando la rotura principal (*Das y Henry, 2003*) gracias al aumento de los esfuerzos dinámicos y estáticos (*Das y Scholz, 1981*).



## 2.2. Secuencia sísmica de febrero de 2001

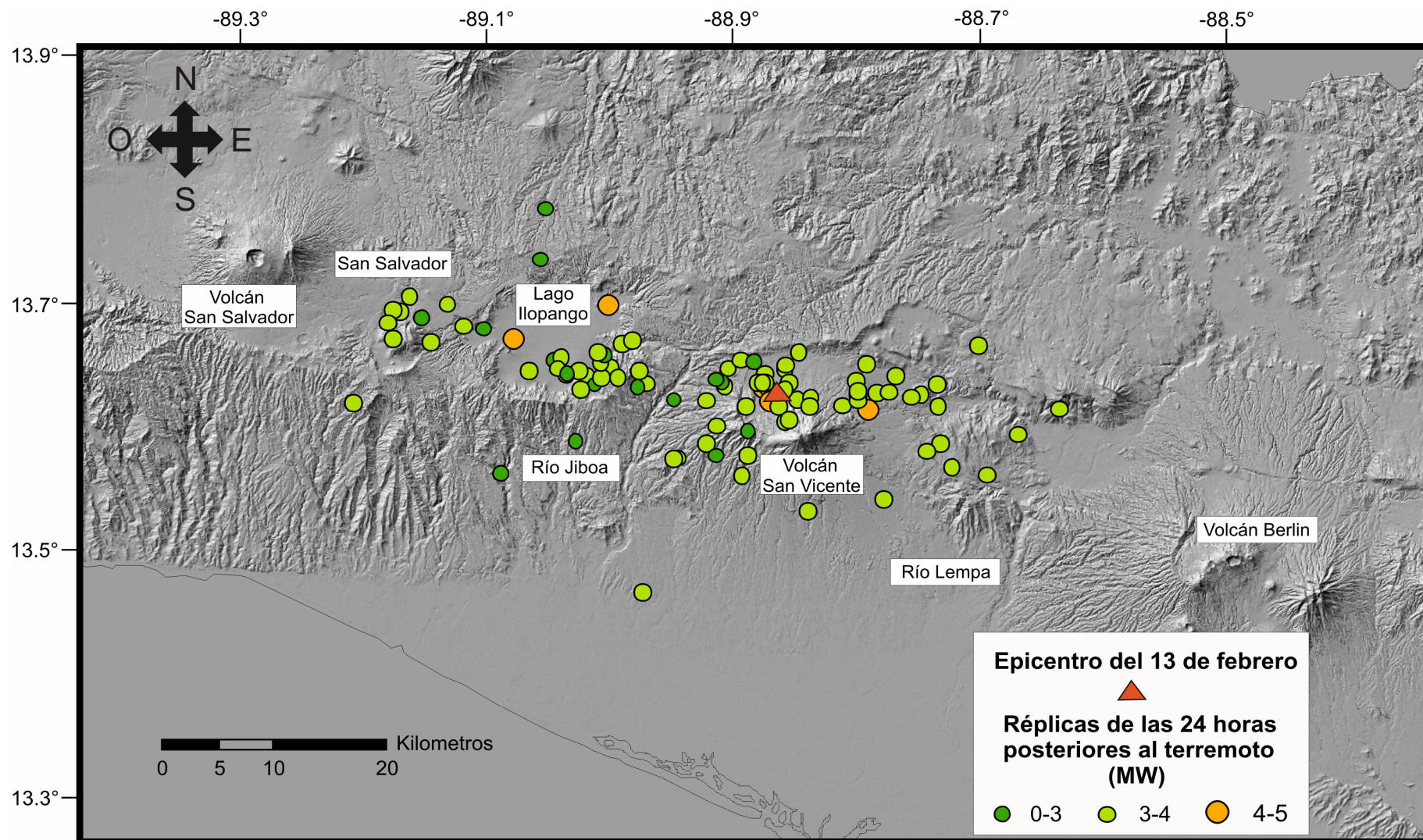


Figura 2.1: Mapa de El Salvador con la distribución de réplicas de las 24 horas posteriores al terremoto principal de febrero de 2001 y con magnitudes mayores de  $M_w 3$ .



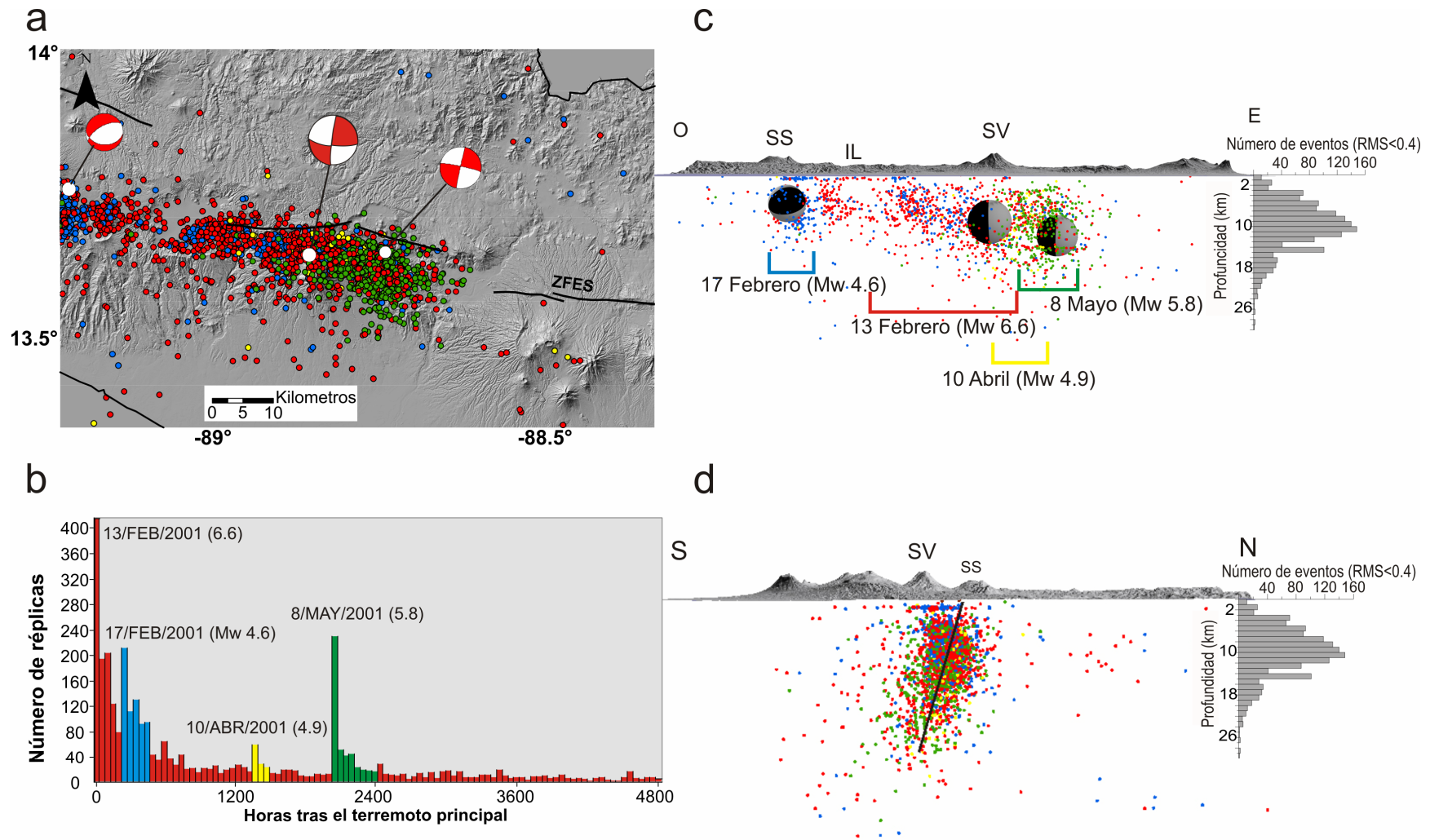


Figura 2.2 (Página siguiente).

## 2.2. Secuencia sísmica de febrero de 2001

Figura 2.2: a) Sismicidad en la región central de la Zona de Falla de El Salvador durante los seis meses siguientes al terremoto de febrero de 2001. Los hipocentros y epicentros están tomados del catálogo del Servicio Nacional de Estudios Territoriales (SNET) de El Salvador (*Bufo et al., 2001*) y los mecanismos focales de los catálogos de *Harvard Centroid Moment Tensor* (CMT) y del *USGS-NEIC*. La sismicidad se ha agrupado en cuatro grupos de réplicas, las pertenecientes al terremoto principal aparecen en rojo, las pertenecientes a la réplica de Mw 4.6 del 17 de febrero en azul, las de la réplica de Mw 4.9 del 10 de abril las hemos representado en amarillo y por último las del evento de Mw 5.8 del 8 de mayo aparecen en verde. b) Histograma que representa el número de eventos en función del tiempo para un periodo que va desde el 13 de febrero a el 31 de mayo de 2001, donde se diferencian por colores las series asociadas al terremoto principal y a las réplicas más importantes. c) y d) vista en sección de la distribución de réplicas de la secuencia sísmica de 2001 paralela y perpendicularmente al plano de falla. En d) hemos representado el plano de falla que más se adapta a la distribución de las réplicas. SS = Volcán San Salvador; SV = Volcán San Vicente; y IL = Lago Ilopango.

Las observaciones geológicas y morfológicas que hemos realizado y que expondremos a continuación nos llevan a concluir que la longitud de la rotura principal es de aproximadamente 20 km de largo. La figura 2.2 muestra la distribución de réplicas, relocalizadas por MARN-SNET con observaciones locales, por un periodo de seis meses después del terremoto principal. En la figura se distinguen multitud de pequeñas réplicas y tres de tamaño importante con su localización epicentral y las subseries de réplicas asociadas a ellas (colores azul, amarillo y verde de la figura 2.2b): febrero de Mw 4.6, abril de Mw 4.9 y mayo de Mw 5.8 (Fig. 2.2a). Estas réplicas mayores produjeron daños significativos (*Bommer et al., 2002*) en una zona debilitada y muy dañada ya por los eventos de enero de Mw 7.6 y febrero de Mw 6.6. Al igual que las réplicas de las 24 horas posteriores al terremoto, la distribución de las réplicas de los seis meses siguientes se extiende a lo largo de, al menos, 50 km en dirección E-O en la zona del terremoto principal. Hacia el este la “nube” de réplicas se ensancha y gira ligeramente hasta ponerse con dirección  $\sim N 105^\circ E$  en la zona de la réplica de mayo (Fig. 2.2), lo que nos sugiere que la falla cambia algo su orientación hacia el este. En general, observamos las réplicas subparalelas al arco volcánico y a profundidades de menos de 15 km (Fig. 2.2c-d). La distribución espacial en sección sugiere buzamientos para el plano de falla principal de entre  $70^\circ$  y  $85^\circ S$  (Fig. 2.2d).

Puesto que las réplicas generalmente se extienden a lo largo de un área mayor que la afectada por la rotura principal, para estimar la longitud de esta rotura hemos comparado la distribución de la energía liberada durante el terremoto principal y la liberada por las réplicas durante las 24 horas siguientes al terremoto de febrero (Fig. 2.3a y b). Para ello, hemos realizado mapas del momento sísmico usando la formulación de *Kanamori (1977)* para cada evento, creando celdas de  $0,02 \times 0,02$  grados (aproximadamente  $2,2 \times 2,2$  km) para cada intervalo de tiempo. La representación de la secuencia sísmica en términos de energía liberada es más efectiva que la representación de las réplicas ya que da una idea de la cantidad de caída de esfuerzo a lo largo del plano de falla (*Selvaggi et al., 1997*).

La figura 2.3a muestra la energía liberada durante el terremoto principal calculada a partir del modelo de deslizamiento creado por *Kikuchi y Yamanaka (2001)*. El deslizamiento cosísmico en los planos es irregular y varía desde un máximo de 3 m en la parte oeste de la rotura disminuyendo hacia el este y hacia arriba. El modelo de rotura de *Kikuchi y Yamanaka (2001)* sugiere 0,5 m de desplazamiento máximo sobre el plano en superficie a lo largo de unos 24 km en dirección E-O, alcanzando un desplazamiento máximo de unos 4 metros en la zona hipocentral situada al oeste y una disminución progresiva del salto hacia arriba y hacia el este. La figura 2.3b muestra la energía liberada por las réplicas en las 24 horas posteriores al terremoto principal y en ella se observa una mayor liberación de la energía hacia el este. La distribución de las réplicas encaja muy bien con el modelo mecánico de falla propuesto por *Scholz (1994)* y que predice una densidad menor de réplicas cerca de la zona que ha sufrido una mayor caída de esfuerzos durante el evento principal y mayor liberación de energía por las réplicas en las zonas donde la falla ha sufrido una menor caída de esfuerzos.

En definitiva, tanto la distribución espacial de réplicas como la distribución de la energía liberada y la distribución de los modelos previos de deslizamiento sobre el plano de falla indican que la falla responsable del terremoto del 13 de febrero de 2001 fue la falla de dirección E-O, que habría provocado un desplazamiento cosísmico máximo en superficie de unos 50 cm en el sector centro-occidental de la rotura disminuyendo hacia el este. La dimensión total de la rotura alcanzaría unos 24 km de longitud. La ocurrencia de varias réplicas de elevada magnitud habría propagado la rotura lateralmente algunos kilómetros sobre la misma falla o sobre una falla secundaria de dirección ONO-ESE.

## 2.2. Secuencia sísmica de febrero de 2001

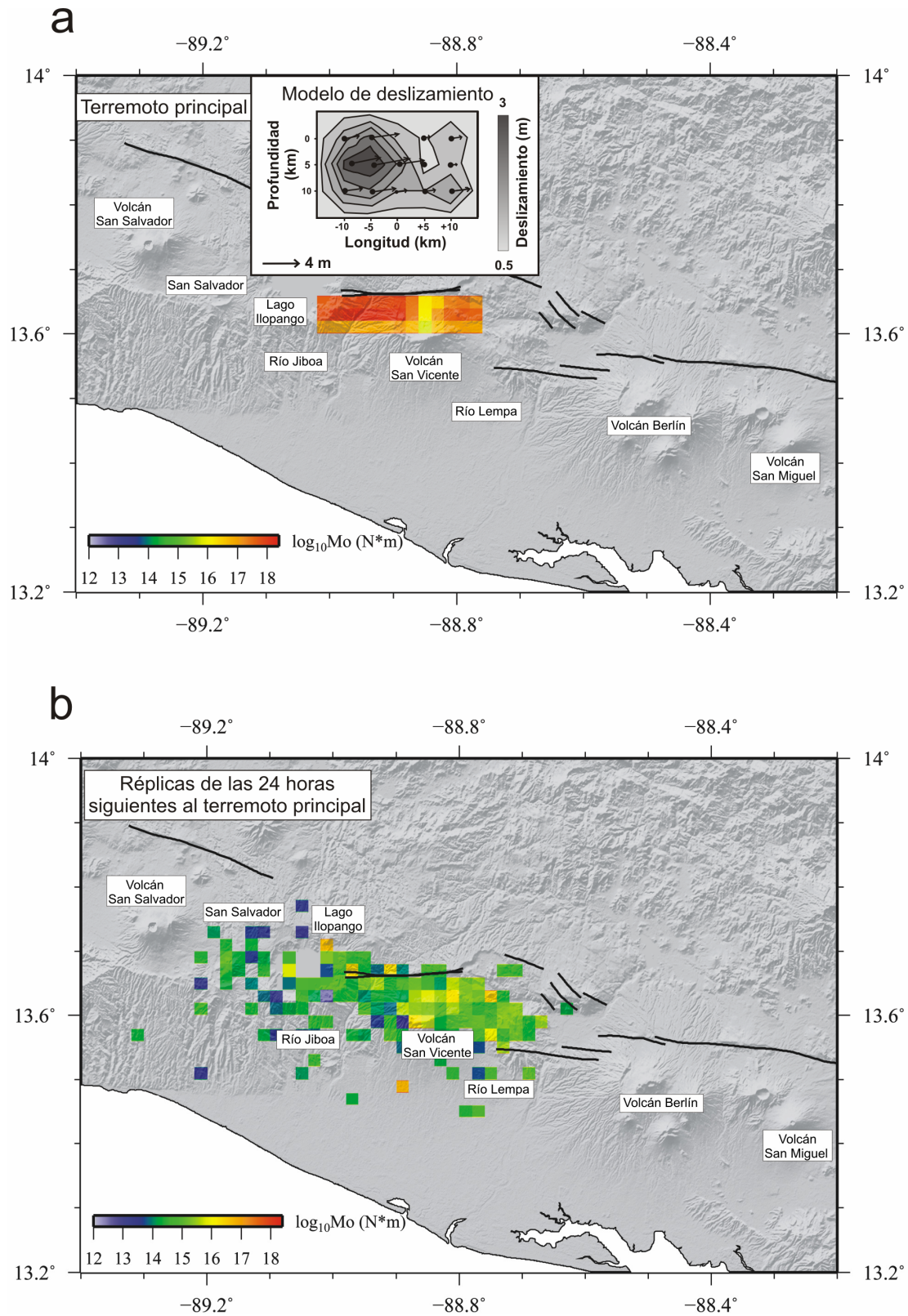


Figura 2.3: a) Mapa de la energía total liberada durante el terremoto de febrero de 2001 basado en el modelo de deslizamiento cosísmico sobre el plano de falla creado *Kikuchi y Yamanaka* (2001) y que aparece dentro de la figura en la parte central superior. b) Mapa de la energía liberada por las réplicas 24 horas después del terremoto principal.

### 2.3. ESTRUCTURA DE LA ZONA EPICENTAL

En nuestro estudio hemos actualizado y completado las cartografías de fallas activas, tanto a nivel regional (Fig. 2.4) como en el área donde se produjo el terremoto de febrero de 2001 (Fig. 2.5), realizadas por *Martínez-Díaz et al.* (2004), *Corti et al.* (2005) y *Agostini et al.* (2006), donde se revelaba la existencia de una falla de desgarre dextral de gran importancia, la Zona de Falla de El Salvador (ZFES). Se ha identificado la traza de la falla que se reactivó durante el terremoto de 2001 y la geometría en superficie de la zona de falla y hemos reevaluando la segmentación propuesta hasta la fecha para la ZFES analizando el MDT, las fotos aéreas y los datos obtenidos en campo.

Basándonos en la geometría, la distribución de la sismicidad, la morfología de la zona de falla y la segmentación propuesta por otros autores (*Corti et al., 2000; Agostini et al., 2006*), hemos distinguido cinco segmentos principales para la ZFES. Desde la frontera con Guatemala, donde la ZFES probablemente se conecta con la falla de Jalpatagua, hasta el golfo de Fonseca (Fig. 2.4) hemos denominado a estos segmentos de oeste a este como: segmento Oeste, San Vicente, Lempa, Berlín y San Miguel. En la figura 2.5 se observa una cartografía de detalle de la estructura de los segmentos San Vicente y Lempa.

Existen marcadas diferencias en cuanto a los patrones de fracturación y estructura en los diferentes segmentos (Fig. 2.4). Los segmentos San Vicente y Berlín tienen una zona de desplazamiento principal muy clara de dirección E-O, en la que se concentra la deformación, y varias fallas secundarias con direcciones NO-SE. El segmento San Vicente (Fig. 2.5) se extiende desde la caldera del Ilopango hasta las proximidades de la ciudad de San Vicente con una longitud aproximada de 21 km, mientras que el segmento de Berlín tiene unos 24 km de largo desde el río Lempa hasta el volcán Berlín. Desde San Vicente hasta el río Lempa se extiende una zona que hemos denominado el segmento Lempa (Fig. 2.5), de aproximadamente 28 km de largo, donde la deformación se distribuye en una banda con una anchura de unos 15 km. En este segmento, los depósitos volcánicos de las sierras que rodean el valle del Lempa, así como el relleno aluvial del mismo se encuentran afectados por tres tipos de fallas: fallas normales de direcciones NNO-SSE y NO-SE, con una fuerte componente horizontal, y fallas de desgarre de dirección E-O (Fig. 2.5). Algunas de las fallas normales presentan sus extremos con cierta rotación asociada a perturbaciones locales del campo de esfuerzos.

El último de estos cuatro segmentos mayores, el segmento de San Miguel, se extiende unos 50 km desde las proximidades del volcán San Miguel hasta el golfo de Fonseca, en el que presenta una menor homogeneidad estructural y comprende un gran número de pequeñas fallas *en-echelon* que se relevan hacia la izquierda y sin una zona de falla principal que concentre la deformación. La morfología, estructura y sismicidad de este segmento es consistente con un estadio de desarrollo temprano de las zonas de fallas de desgarre (*Sylvester, 1988*), que puede estar asociado a una menor tasa de movimiento.

Al oeste de San Salvador, la ZFES no es tan clara en términos geométricos y morfológicos pero podemos inferir la existencia de otro segmento, segmento Oeste (Fig. 2.4), basándonos en la presencia de algunas fallas aisladas pero bien desarrolladas de direcciones E-O, NO-SE y NNO-SSE. Se trata de un segmento con una deformación distribuida en una banda muy ancha en el que interaccionan fallas secundarias de distintas direcciones y cinemáticas. Este segmento, aún muy poco estudiado, enlazaría con la falla de Jalpatagua.



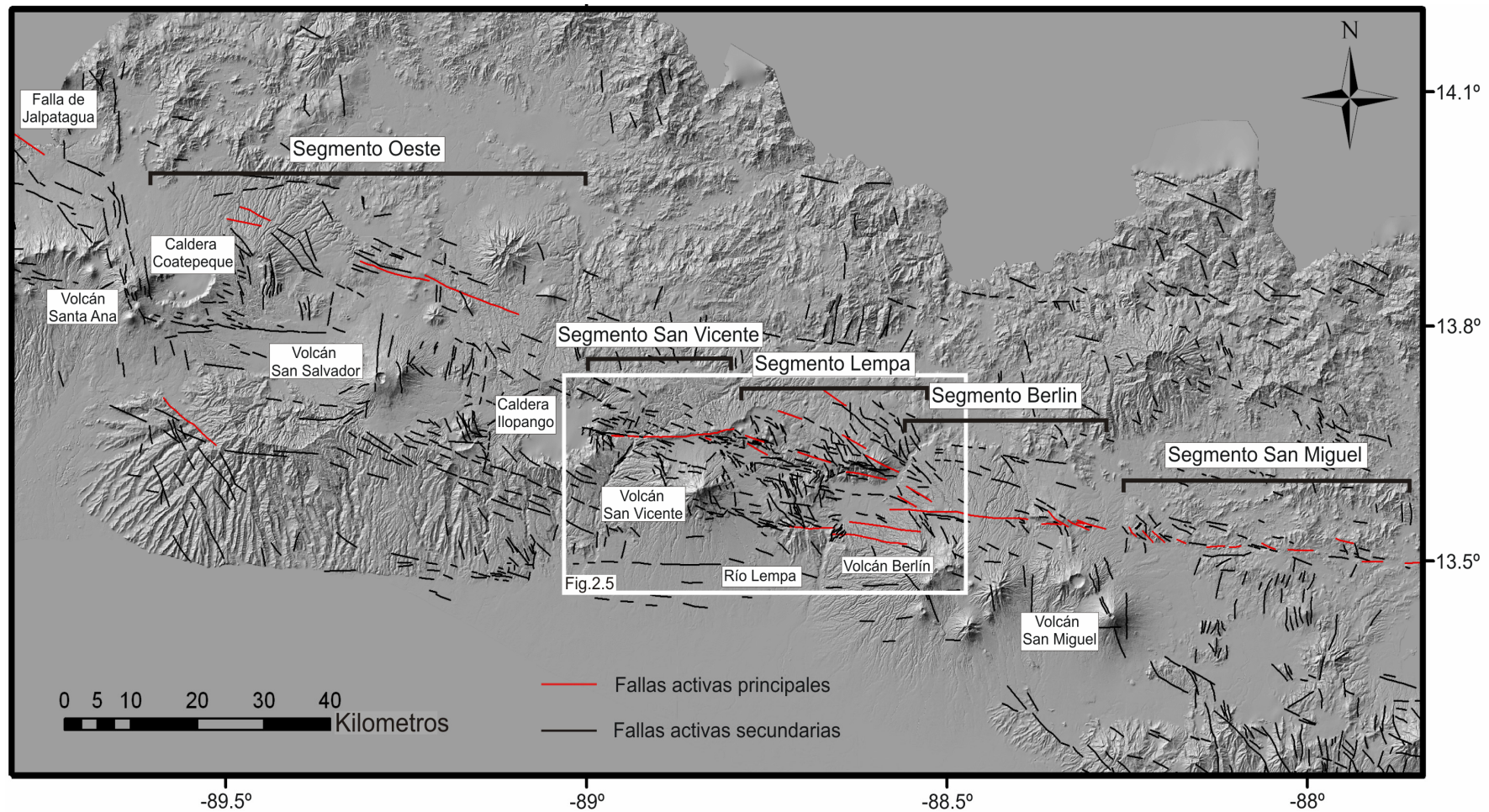


Figura 2.4: Modelo digital del terreno (MDT) con las principales fallas activas y los segmentos que componen la Zona de Falla de El Salvador. La zona incluida en el rectángulo aparece ampliada en la figura 2.5. Las trazas rojas representan las zonas de desplazamiento principal, es decir, las fallas donde se concentra la mayor parte de la deformación.



### 2.3. Estructura de la zona epicentral

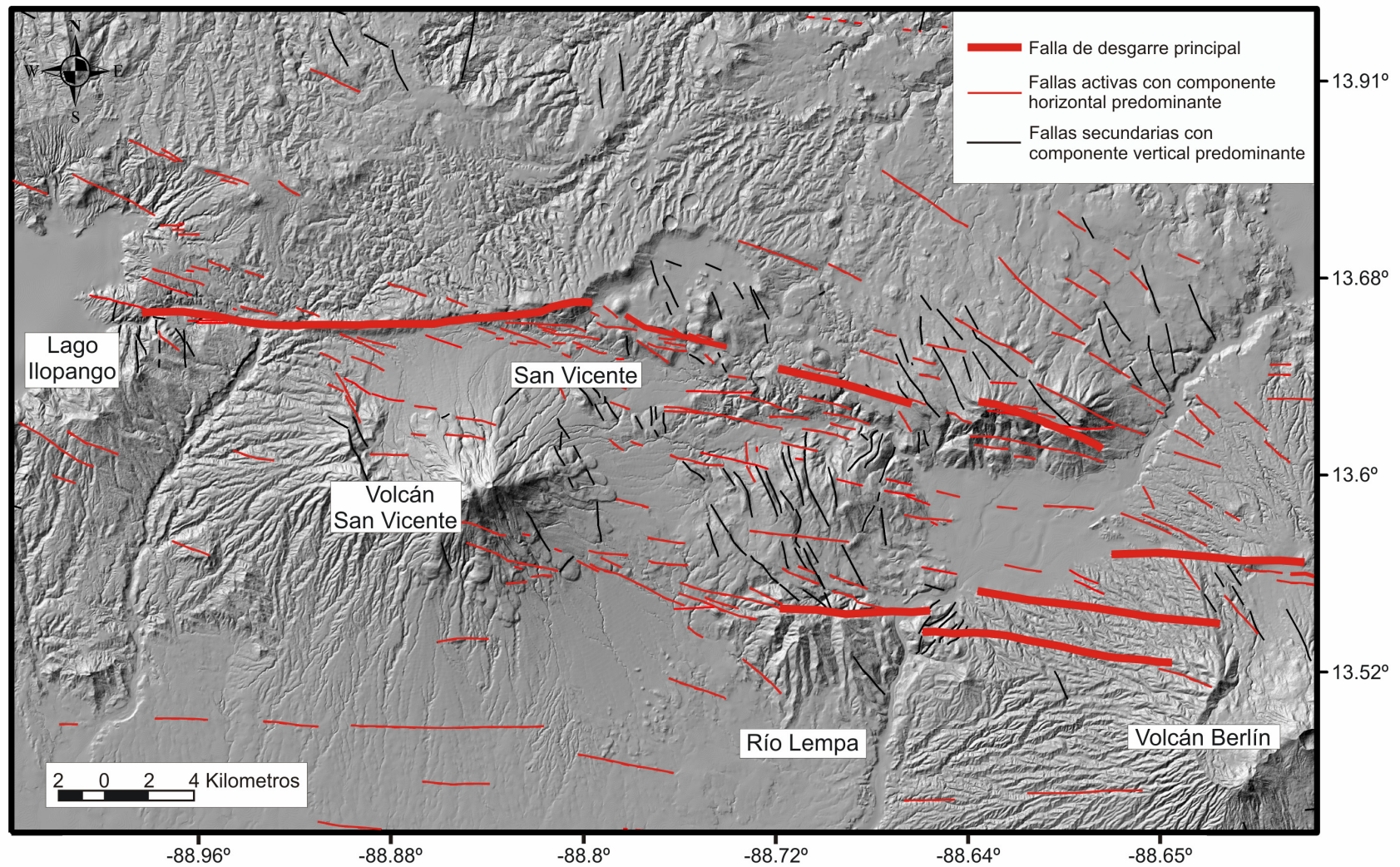


Figura 2.5: Mapa de fallas activas de los segmentos San Vicente y Lempa.

## 2.4. ANÁLISIS DE LAS DEFORMACIONES COSÍSMICAS EN EL SEGMENTO SAN VICENTE

Uno de los principales objetivos de nuestro análisis sismotectónico es determinar si el terremoto de febrero de 2001 de El Salvador produjo rotura superficial asociada al movimiento de alguna de las fallas activas que componen la ZFES. Para alcanzar nuestro objetivo hemos recopilado información sobre la deformación del terreno asociada al terremoto, tanto a lo largo de la traza de las fallas como en los alrededores de estas. El análisis de la deformación cosísmica ha consistido en una revisión de las fotografías aéreas y de campo tomadas en las horas posteriores al evento sísmico, así como un trabajo de campo exhaustivo en la zona afectada con el objetivo de identificar cualquier estructura susceptible de haber sido producida por dicho terremoto. Debemos tener en cuenta que las campañas de campo las realizamos entre los años 2005 y 2008. En el tiempo transcurrido desde que tuvo lugar el terremoto hasta nuestra primera campaña sin duda se perdieron muchos indicios de daños y estructuras cosísmicas que habrían sido fundamentales a la hora de determinar los parámetros de la fuente sísmica. No obstante, pudimos contar con un amplio registro de daños (fracturas y grietas en carreteras y caminos, deslizamientos de tierras y daños en zonas urbanas) gracias a la recopilación de fotografías e informes de los equipos de respuesta ante emergencias (informes internos del SNET y comunicaciones personales de su director Manuel Díaz, 2008). Con posterioridad a la recopilación de dicha información, visitamos las zonas más afectadas y las que pudieron sufrir la rotura de la superficie durante el terremoto y cartografiamos en detalle numerosas estructuras a lo largo de los segmentos San Vicente y Lempa (Fig. 2.6). Durante estas campañas de campo también mantuvimos contacto con la gente de las zonas más afectadas entrevistando a los testigos presenciales de la formación de estructuras cosísmicas.

La presencia de testigos, junto con la existencia de fotografías tomadas poco tiempo después del terremoto, han sido de gran ayuda a la hora de determinar el momento exacto en el que se produjeron ciertas estructuras. Esto es de suma importancia para averiguar si estas estructuras son cosísmicas o no, puesto que solo las deformaciones cosísmicas nos hablan de los parámetros de la rotura. Nuestro trabajo incluye solo las estructuras producidas por el terremoto de febrero de 2001 que nos han sido útiles a la hora de asignar una localización y un tamaño mínimo de rotura para la fuente sísmica.



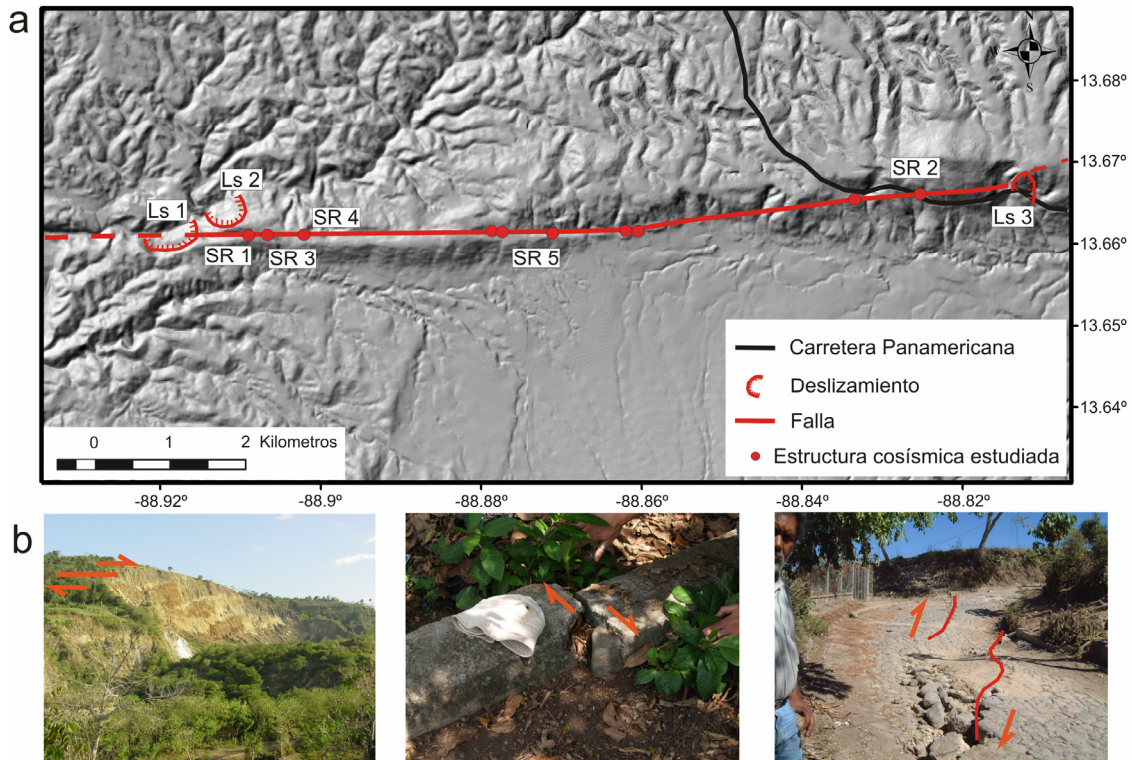


Figura 2.6: a) Mapa de parte del segmento San Vicente con los puntos donde hemos encontrado estructuras generadas por el terremoto de El Salvador de febrero de 2001. Ls 1, 2 y 3 muestran los grandes deslizamientos producidos por el terremoto. SR 1-5 son los lugares donde hemos encontrado roturas superficiales de la falla. b) De izquierda a derecha se muestra la fotografía del deslizamiento del río Jiboa (aparentemente controlado por el plano de rotura del terremoto principal), del desplazamiento de un bordillo y de grietas longitudinales a lo largo de la traza de la falla.

En este trabajo hemos dividido las estructuras de deformación cosísmicas en estructuras sobre la falla propiamente dicha y estructuras fuera de la traza de la falla. El objetivo es diferenciar aquellas estructuras que se relacionan directamente con el movimiento cosísmico de la falla y las que están más relacionadas con el movimiento vibratorio del terreno debido a las sacudidas producidas por el terremoto y a la rotura de planos de falla secundarios. Las estructuras producidas en la falla que identificamos en este estudio incluyen escarpes de falla (con medidas de desplazamientos) y fisuras (grietas de apertura o fallas sin marcadores de desplazamiento) que ocurren a lo largo de las trazas de falla cartografiadas. Estas estructuras son la expresión de la rotura superficial debida a un terremoto. Las estructuras producidas fuera de la traza de la falla incluyen grietas y fracturas en suelos, carreteras y edificios relacionadas con movimientos de tierra, deslizamientos, colapsos, licuefacciones y subsidencia diferencial de sedimentos poco consolidados. Todas ellas disparadas por el terremoto.

A pesar de que ninguna de las estructuras observadas y/o fotografiadas después del terremoto de El Salvador de febrero de 2001 había sido atribuida en el pasado a la rotura superficial de una falla, nuestra evaluación sobre el origen de algunas de estas estructuras indica que hubo dicha rotura de la superficie. Los criterios para identificar las roturas superficiales han sido: la presencia de movimientos coherentes con el resto de los datos del terremoto (por ejemplo con el mecanismo focal y con la cinemática regional de la ZFES); la existencia de testigos que corroboren su formación durante el terremoto; o que la estructura se sitúe en la traza de la falla.

### Estructuras de deformación sobre la falla

A lo largo de la ZFES, y más concretamente en el segmento San Vicente, hemos identificado la rotura del terremoto de El Salvador de febrero de 2001 en dos afloramientos de forma clara (SR1 y SR2 en la Fig. 2.6) y en otros tres afloramientos de forma menos clara pero plausibles (SR3, SR4 y SR5 en la Fig. 2.6).

La situada más al oeste (SR1), cerca de los deslizamientos Ls1 y Ls2, está formada por dos planos de rotura paralelos con dirección aproximada N 100° E y un desplazamiento mínimo de 0,6 m debido a un movimiento horizontal dextral (Fig. 2.7). En la figura se observa como la falla desplaza claramente el bordillo de la carretera próxima al pueblo de El Carmen. La posición de esta estructura en una zona plana sin escarpes importantes cercanos y su cinemática de desgarre puro descartan posibles movimientos gravitacionales como origen de la misma. La otra rotura superficial clara se observa en la carretera Panamericana (SR2 en la Fig. 2.6), 9 km al este de SR1. Esta estructura se identificó tanto en la foto aérea tomada un día después del terremoto como en las observaciones de campo (Fig. 2.8). El desplazamiento cosísmico mínimo observado en este punto es de 0,2 m debido a un movimiento horizontal puro que forma una estructura de desgarre dextral de unos 20 m de ancho con fallas *en-echelon* y *Riedels* (Fig. 2.8). El deslizamiento en esta rotura superficial ha sido medido en los extremos de la carretera donde aún hoy es visible en el basamento del firme actual (Fig. 2.8, foto central superior).

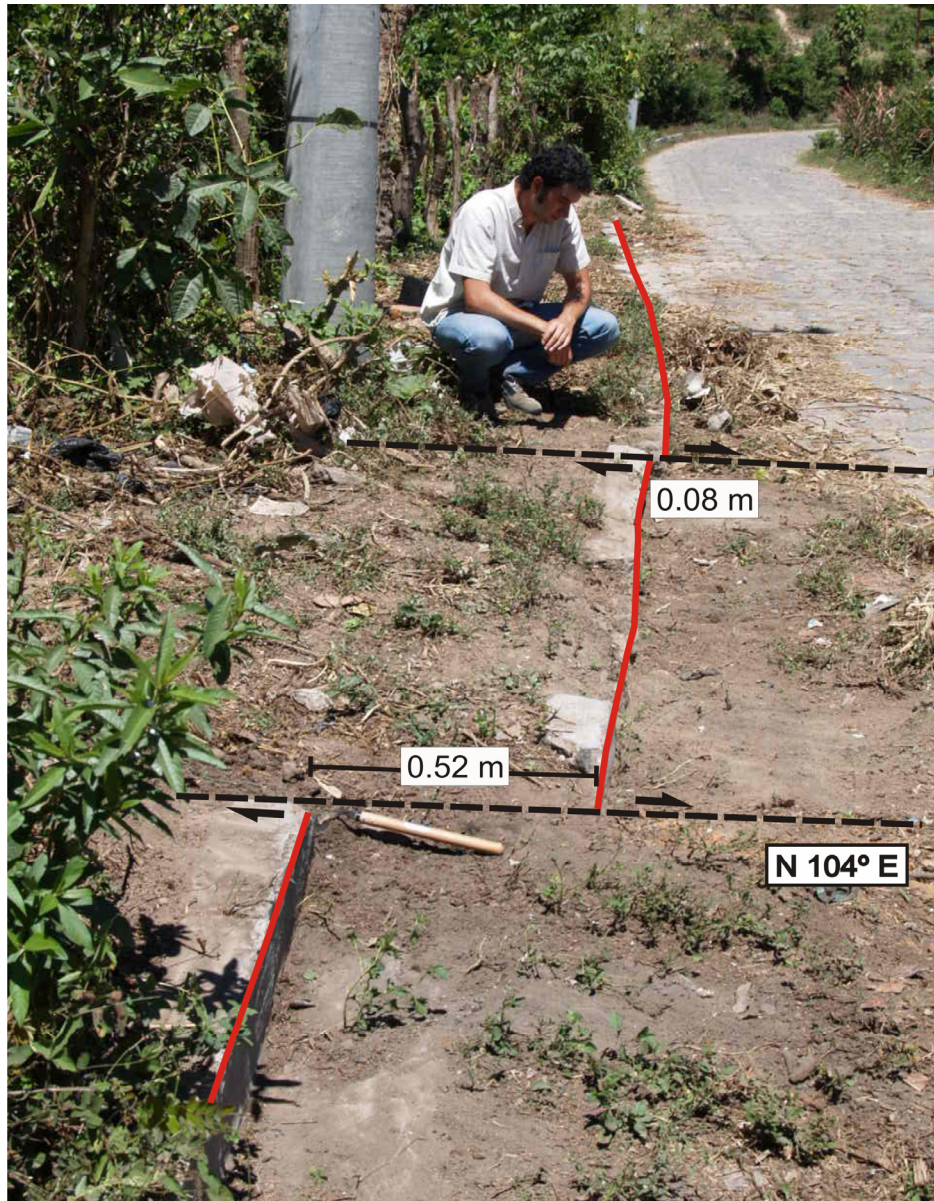


Figura 2.7: Fotografía de la rotura superficial SR 1 en el segmento San Vicente de la ZFES (mirar figura 2.6 para su localización). En ella aparecen dos planos paralelos con un desplazamiento dextral total de unos 0,6 m y sin desplazamiento vertical.



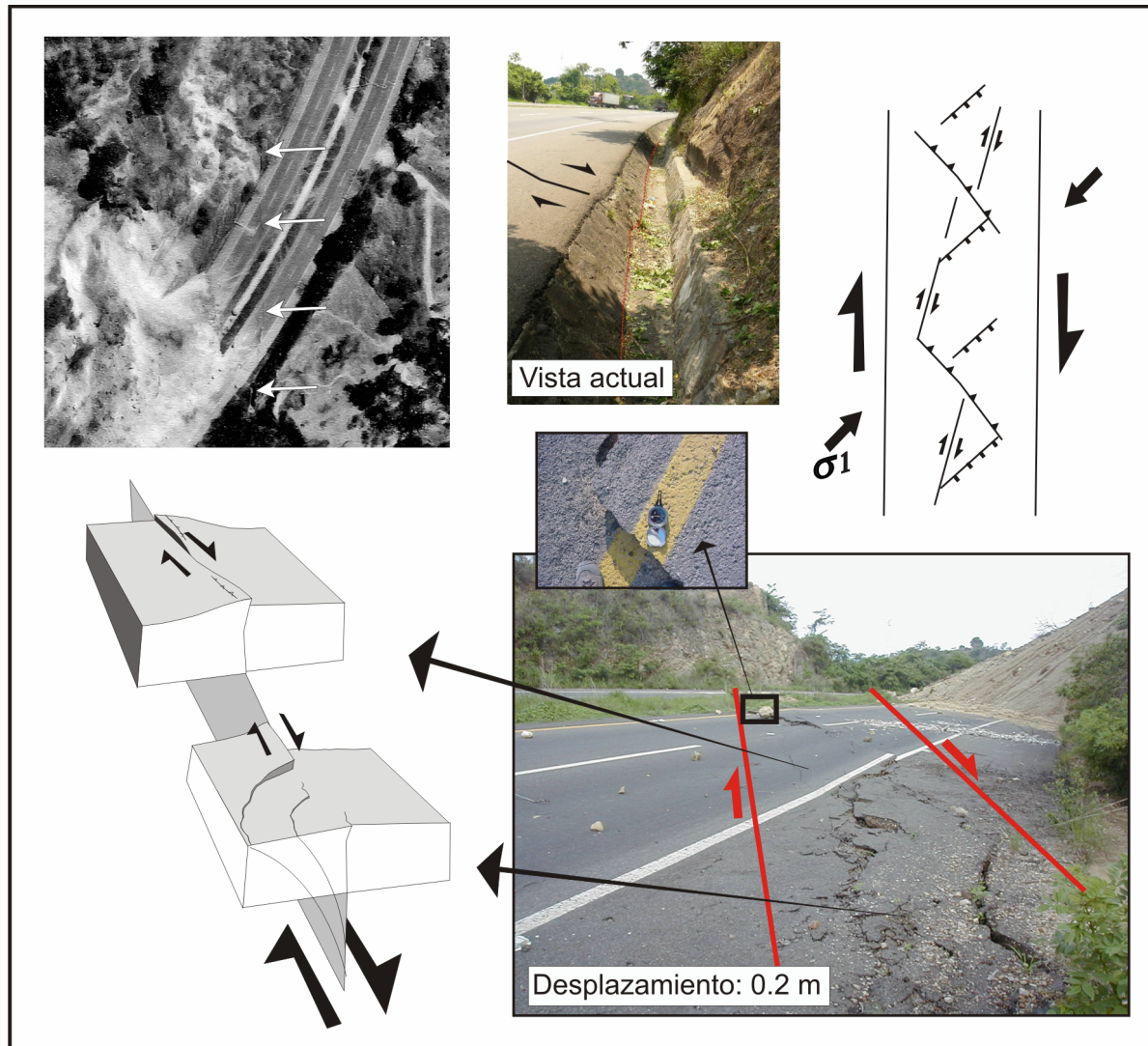


Figura 2.8: Ruptura superficial cosísmica SR 2 del segmento San Vicente en la carretera Panamericana (mirar figura 2.6 para su localización). Las fotografías y los esquemas tectónicos muestran la complejidad de las estructuras generadas en zonas de desgarres.

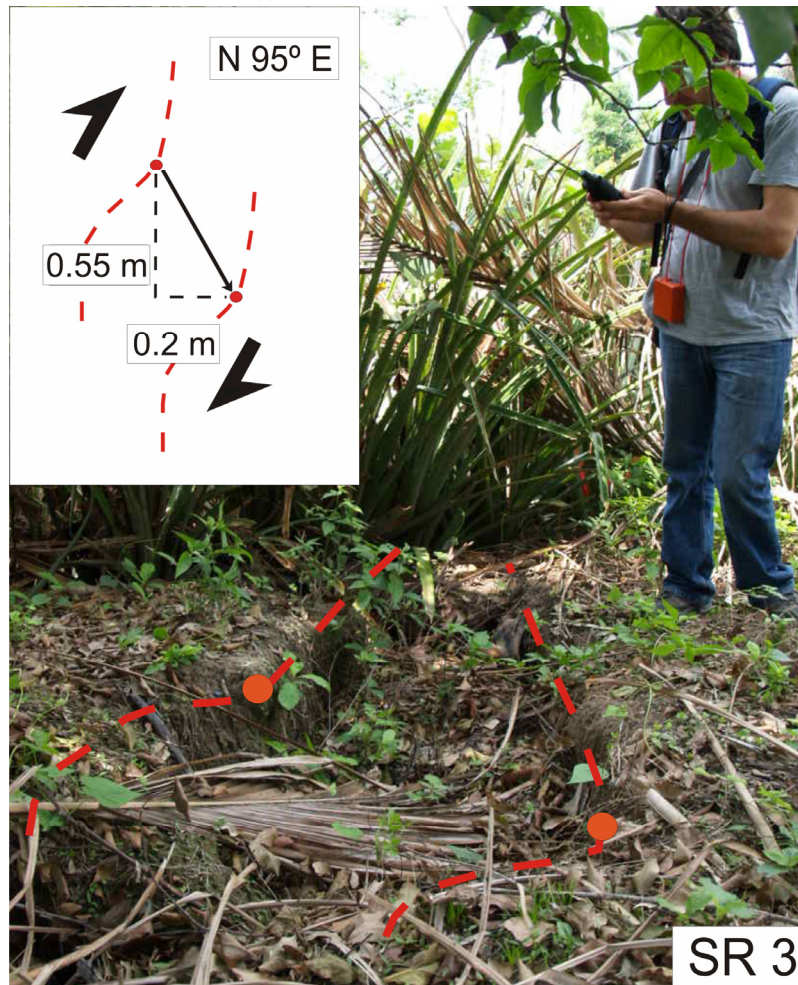


Figura 2.9: Foto y esquema de la rotura superficial SR 3 donde se muestra una fractura con movimiento de falla de desgarre dextral oblicuo (mirar figura 2.6 para su localización).

Las otras tres roturas superficiales identificadas (SR3, SR4 y SR5 en la Fig. 2.6) están a lo largo de la traza de la falla y sus desplazamientos son coherentes con los datos del terremoto, pero no hemos encontrado testigos que puedan corroborar su formación durante el mismo, por lo tanto las consideramos como posibles roturas superficiales.

La primera de ellas (SR3) es una grieta abierta con un salto horizontal dextral mínimo de 0.6 m (Fig. 2.9) a lo largo de una falla de dirección N 95° E. La segunda (SR4) claramente desplaza el lateral de un camino (Fig. 2.10) según una falla de dirección N 100° E, de forma muy parecida a lo que ocurría en la rotura superficial SR1, con un desplazamiento horizontal dextral mínimo de 0,4 m. La última de estas tres posibles roturas superficiales (SR5) aparece en la escuela de un pequeño pueblo llamado El Carmen (Fig. 2.11), situado justo encima de la traza principal de la falla y cuya destrucción causó la muerte de varios niños.



La falla aquí tiene una dirección E-O y discurre por debajo del suelo de la escuela formado por baldosas que, al moverse a causa del desplazamiento diferencial del sustrato del solado debido al movimiento dextral de la falla, generó pequeños movimientos individuales de desgarre dextral distribuidos, que sumados nos dan un desplazamiento total de un mínimo de 0,3 m. Esta estructura se ha identificado gracias a una fotografía tomada poco tiempo después del terremoto. Hoy en día la escuela de El Carmen se encuentra en otra zona del pueblo y no quedan vestigios de la antigua edificación salvo una losa de cemento construida tras la catástrofe.

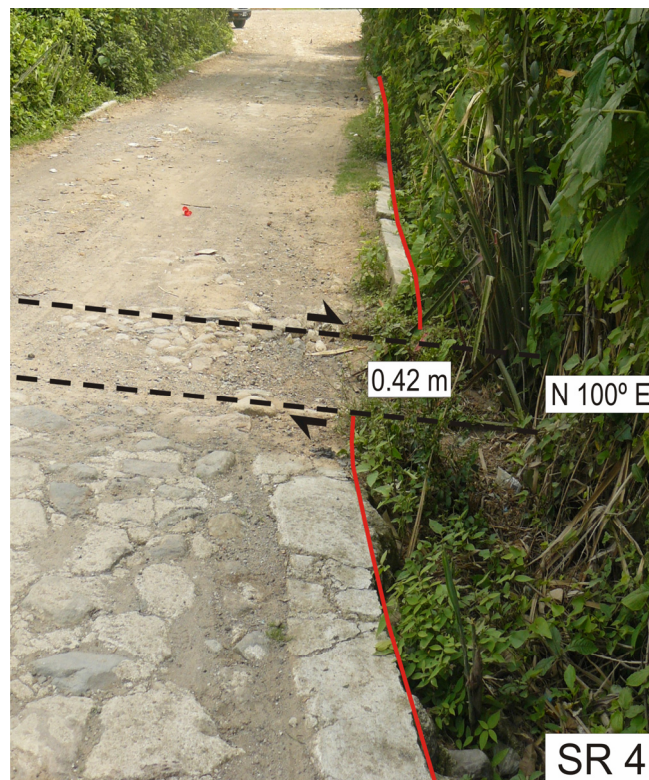


Figura 2.10: Rotura superficial SR 4 donde se muestra un plano de falla N 100° con movimiento de desgarre dextral puro de unos 42 cm (mirar figura 2.6 para su localización).

#### 2.4. Análisis de las deformaciones cosísmicas en el segmento San Vicente



Figura 2.11: Rotura superficial SR 5 donde se muestran los movimientos de desgarre dextral de las baldosas del suelo de la escuela de El Carmen a lo largo de planos de dirección N 90° aproximadamente (mirar figura 2.6 para su localización).

Teniendo en cuenta estos datos, los desplazamientos cosísmicos se van haciendo menores según vamos hacia el este del segmento. La carretera Panamericana, sobre todo donde esta coincide con la traza de la falla, sufrió la formación de numerosas grietas en el pavimento (Fig. 2.12). Sin embargo, no todas estaban relacionadas con el movimiento de la falla.



Figura 2.12: Fracturas producidas en la carretera Panamericana debido al terremoto de febrero de 2001 por fracturas secundarias y asentamientos diferenciales.

Las dos roturas superficiales claras y las tres posibles que hemos encontrado han sido representadas en un gráfico desplazamiento-distancia a lo largo de la falla (Fig. 2.13). El gráfico muestra una disminución de los desplazamientos horizontales hacia el este que es coherente con el modelo sismológico de deslizamiento realizado por *Kikuchi y Yamanaka* en 2001 (Fig. 2.3a). La ausencia de afloramientos en el sector oeste del segmento impide conocer si este gradiente de desplazamiento se da también hacia el oeste.

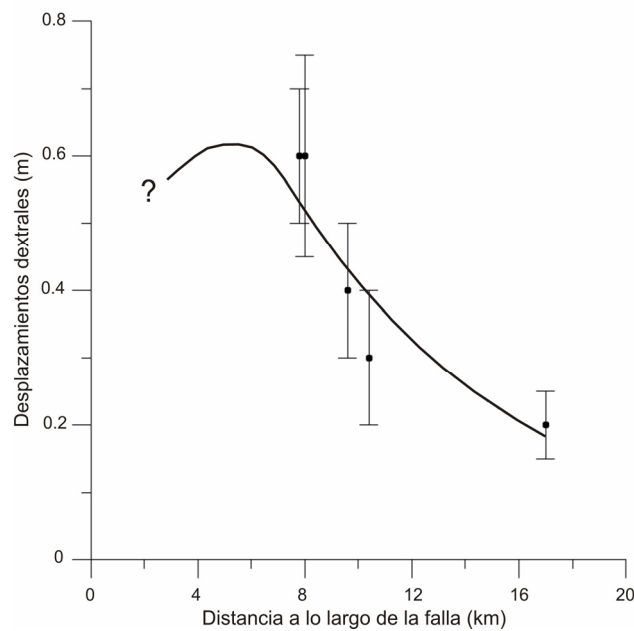


Figura 2.13: Gráfico desplazamiento-distancia a lo largo de la falla donde se representan los cinco puntos de observación de la rotura superficial encontrados a lo largo del segmento San Vicente. El origen de la gráfica es el límite oeste del segmento.

### Estructuras de deformación fuera de la falla

El principal y más destructivo efecto de las sacudidas o temblores producidos por los terremotos son los deslizamientos de tierra. Debido al terremoto de febrero de 2001, un área de unos 2.500 km<sup>2</sup> se vio afectada por deslizamientos y otros efectos geológicos relacionados.



Estos procesos fueron particularmente abundantes en zonas con una potente capa de la formación Tierra Blanca compuesta por depósitos poco consolidados de tefras e ignimbritas del Pleistoceno superior y el Holoceno procedentes de erupciones de la caldera de Ilopango (*Rose et al., 1999*), así como en las zonas con abundante materiales reabajados de estas y otras tefras.

*García-Flórez (2008)* y *Tsige et al. (2008)* crearon un mapa de distribución y localización de más de 40 deslizamientos de tierras y caída de rocas disparados por los terremotos de enero y febrero de 2001 (Fig. 2.14). En nuestro trabajo hemos obviado aquellos deslizamientos que se produjeron debido al terremoto de enero y los generados en las laderas del volcán San Vicente y del lago Ilopango (aunque aparecen representados en la figura 2.14). La distribución espacial del resto de deslizamientos se adapta a una banda de unos 25 km de largo muy similar a la que hemos obtenido de la distribución de réplicas (Fig. 2.2) y del modelo de deslizamiento (Fig. 2.3). Los deslizamientos mayores y más destructivos se situaron cerca de la traza principal de la ZFES en el segmento San Vicente (Ls1, Ls2 y Ls3 en las figuras 2.6 y 2.14), debido probablemente a la canalización de la energía a través del plano de falla lo que generó picos de aceleración en el suelo a lo largo de la traza de la falla (*Tsige et al., 2008*).

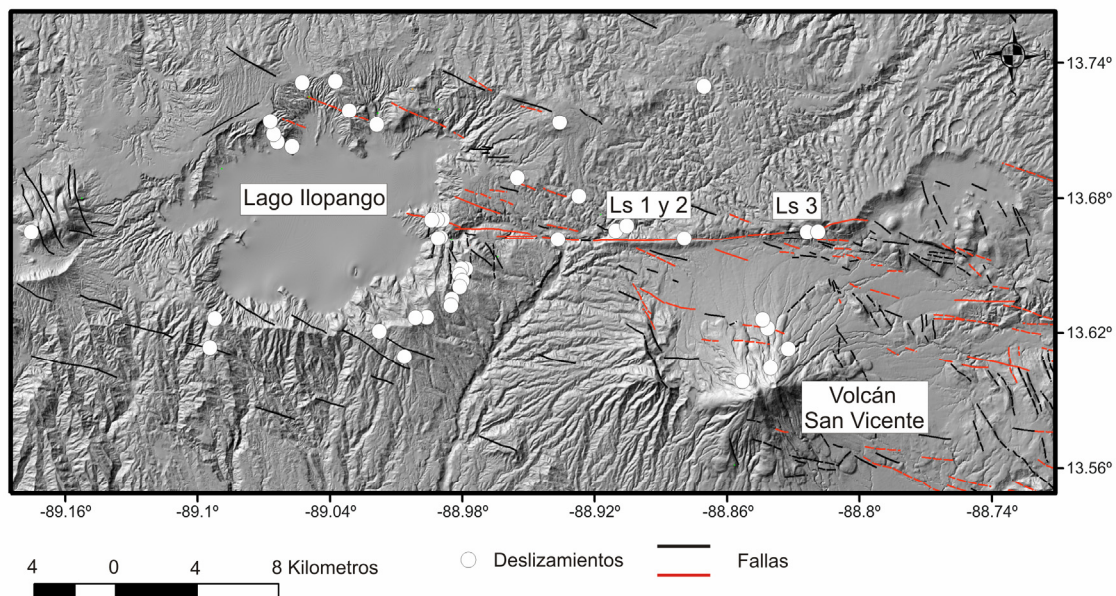


Figura 2.14: Distribución de deslizamientos disparados por el terremoto de El Salvador de 2001. En el mapa podemos apreciar una gran concentración de deslizamientos en los márgenes con más pendiente de la caldera de Ilopango, en las laderas del volcán San Vicente y a lo largo del segmento San Vicente de la ZFES. Ls1, 2 y 3 representan tres de los más importantes deslizamientos producidos por el terremoto.

En 2001 se produjeron abundantes estructuras de deformación secundarias en los alrededores de las fallas además de los deslizamientos. Estas estructuras se atribuyen también a las sacudidas producidas por el terremoto y son sobre todo fisuras de dirección E-O, fracturas *en-echelon* (Fig. 2.15a) a lo largo de las zonas elevadas topográficamente donde se amplifica el movimiento y existe capacidad de expansión lateral del terremoto, y alguna licuefacción. Los asentamientos diferenciales de los materiales, así como las grietas producidas en los rellenos artificiales, también causaron daños importantes en estructuras de ingeniería, edificios y carreteras por todo el país (Fig. 2.15b).

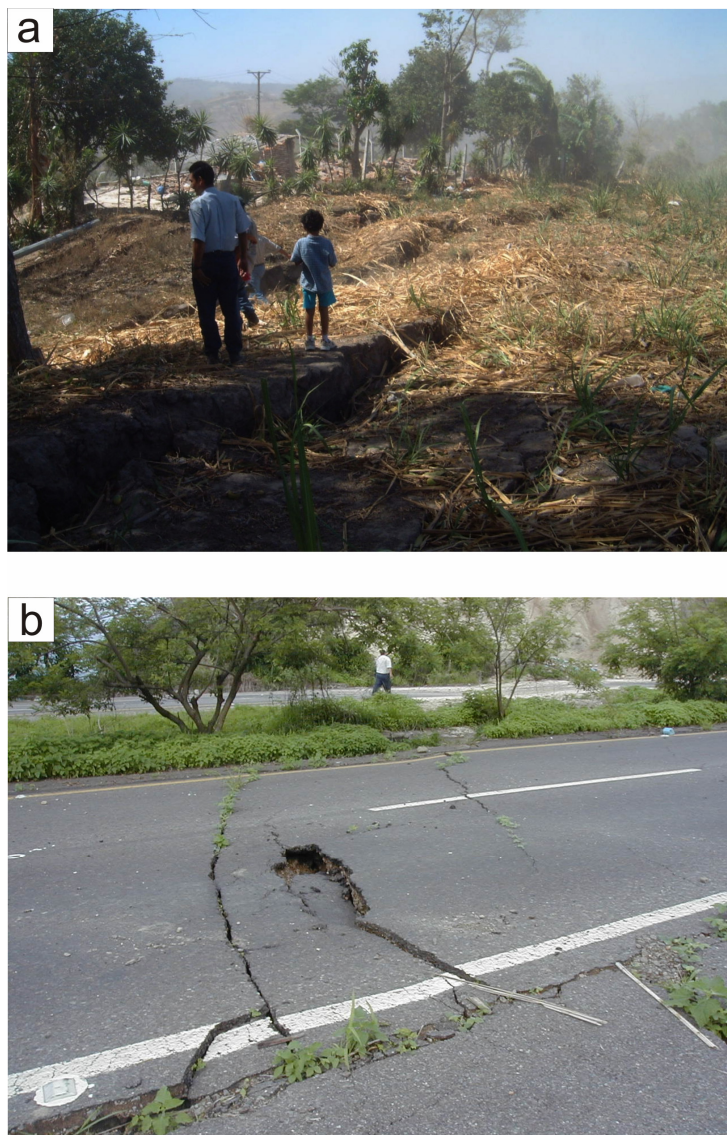


Figura 2.15: Fotografías de estructuras producidas por el terremoto de febrero de 2001 en el segmento San Vicente. a) Fracturas *en-echelon* aparecidas en una zona elevada cerca de la traza de la falla. b) Fracturas que cruzan la carretera Panamericana.

## 2.5. PARÁMETROS DE LA FUENTE SÍSMICA: INTEGRACIÓN DE DATOS SÍSMICOS Y GEOLÓGICOS

A lo largo de este capítulo hemos utilizado la distribución de la sismicidad, la energía liberada por el terremoto en forma de momento sísmico, el modelo de deslizamiento de *Kikuchi y Yamanaka* (2001), el mapa de fallas activas de la zona, observaciones de deformaciones cosísmicas en la falla y en sus alrededores y la distribución del deslizamiento sobre la falla para definir los parámetros sísmicos de la fuente del terremoto de El Salvador de febrero de 2001. El objetivo fundamental es determinar la falla que generó el terremoto y, si es posible, los parámetros de rotura de dicha falla, es decir, el área de rotura y el deslizamiento cosísmico.

Hasta el momento, y gracias sobre todo a la aparición de las roturas superficiales cosísmicas anteriormente descritas a lo largo de la traza de falla activa de dirección E-O en el área de la secuencia sísmica del 2001, podemos ratificar que la rotura de la ZFES es la responsable del terremoto de El Salvador de febrero de 2001, como propone *Martínez-Díaz et al.* (2004) en un estudio regional. La distribución espacial de las réplicas (Fig. 2.1 y 2.2) y de los deslizamientos (Fig. 2.14) también nos sugiere que la rotura se produjo con dirección E-O, paralelamente al arco volcánico y a la ZFES. Los desplazamientos horizontales dextrales que muestran las roturas superficiales del terreno, las direcciones E-O de los planos de falla implicados en estas roturas (Fig. 2.6-2.11), así como los buzamientos hacia el sur de dichos planos que hemos obtenido de la distribución de las réplicas mediante representaciones en alzado (Fig. 2.2), coinciden con el mecanismo focal propuesto para el terremoto *Buforn et al.* (2001)

Podemos aproximar una longitud de la rotura de la falla asociada al terremoto de febrero de 2001 a partir de la distribución de las réplicas, los mapas de energía liberada y la distribución espacial de las estructuras cosísmicas. La distribución de las réplicas producidas hasta seis meses después del terremoto principal cubre los segmentos de San Vicente y Lempa, una zona de unos 50 km de longitud. Esto representaría un área mucho mayor que la propuesta por *Kikuchi y Yamanaka* (2001) en su modelo de deslizamiento (Fig. 2.3a) y excesiva para un terremoto de Mw 6.6. Este último se extiende solo a lo largo del segmento de San Vicente, unos 21 km.

Los mapas de energía liberada (Fig. 2.3) coinciden con la distribución de deslizamientos disparados por el terremoto que implica unos 25 km desde el lago Ilopango (incluido) hasta la ciudad de San Vicente. De la misma manera, las observaciones geológicas que hemos llevado a cabo en la zona muestran roturas superficiales del segmento de San Vicente a lo largo de al menos 12 km (Fig. 2.6).

Interpretamos, por todo ello, que el terremoto de febrero de 2001 fue el resultado de la rotura de dicho segmento a lo largo de un mínimo de 12 km, aunque muy posiblemente alcanzara los más de 20 km del total del segmento San Vicente. Hemos encontrado gran dificultad a la hora de determinar si la rotura se extendió a la caldera del Ilopango o si se frenó en su margen este, pero considerando los datos estimamos que la rotura no debió superar los 21 km.

El momento sísmico del terremoto de 2001 fue de  $6.05 - 8.1 \times 10^{18}$  Nm (Tabla 2.1). A través de los parámetros de la falla obtenidos de observaciones geológicas y de la interpretación geométrica de la secuencia sísmica podemos evaluar si dichos parámetros de falla se ajustan a la energía que fue liberada durante el terremoto. Esto lo podemos hacer utilizando la ecuación de *Aki y Richards* (1980), que relaciona momento sísmico con la rigidez de la corteza, el área de la falla y el promedio del desplazamiento del plano de falla ( $M_0 = \mu a d$ ), donde  $\mu$  es el módulo de rigidez de los materiales de la corteza (normalmente  $3 \times 10^{11}$  Nm),  $a$  es el área de rotura y  $d$  es el desplazamiento medio. También es posible calcularlo mediante relaciones de escala de rotura en fallas derivadas de datos sísmicos históricos como son las relaciones empíricas de *Wells y Coppersmith* (1994).



## 2.5. Parámetros de la fuente sísmica: integración de datos sísmicos y geológicos

TABLA 2.1. Parámetros del terremoto de El Salvador de febrero de 2001.

<b>HARVARD (CMT)</b>	<b>USGS (CMT)</b>	<b>BUFORN ET AL., 2001 Inversión de ondas P</b>	<b>MARN- SNET</b>	<b>BOMMER ET AL., 2002</b>	<b>WELLS &amp; COPPERSMITH, 1994 Relaciones empíricas</b>	<b>ESTE ESTUDIO</b>
$M_o = 8.1 \cdot 10^{18}$ Nm $M_w = 6.6$ Hora 14:22:16.40 Localización Epicentral: Lat 13.98° N; Lon 88.97° W Prof: 15 km p1: STK: 276°; DP: 74°; slip: -175° p2 STK: 7°; DP: 86°; slip: -16° Ejes T, NYP 1.(T) VAL = 8.50; PL = 14; AZM = 233 2.(N) VAL = - 0.83; PL = 73; AZM = 22 3.(P) VAL = -7.66 ; PL = 8; AZM = 141	$M_o = 6.2 \cdot 10^{18}$ Nm $M_w = 6.5$ Hora 14:22:05.82 Localización Epicentral : Lat 13.67° N; Lon 88.94° W Prof : 15 km p1: STK: 96°; DP: 81°; slip: -178° p2 STK: 6°; DP: 88°; slip: -9° Ejes T, NYP 1.(T) VAL = 6.17; PL = 5; AZM = 51 2.(N) VAL = - 0.02; PL = 81; AZM = 173 3.(P) VAL = -6.14 ; PL = 7; AZM = 321	$M_o = 6.05 \cdot 10^{18}$ Nm $M_w = 6.5$ Hora 14:22:16 Localización Epicentral : Lat 13.60° N; Lon 88.96° W Prof : 14 km STF: 14S p1: STK: 90°; DP: 191°; slip: -180° p2 STK: 90°; DP: 101°;	$M_w = 6.6$ Hora 08:22 Localización Epicentral : Lat 13.60° N; Lon 88.85° W Prof : 9 km Localización: Lat 13.621°N Long 88.856° W San Vicente	$M_o = 6.05 \cdot 10^{18}$ Nm Localización Epicentral : Prof : 14 km Duración: 12 s Falla de desgarre con plano de falla subparalelo a la fosa tectónica	AD = 0.37 m SRL = 19.3 km RA = 370.4 km <sup>2</sup> RLD = 33.4 km Parámetros derivados de relaciones de escala. $M_w = 7.04 + 0.89 \log AD$ ; $M_w = 5.16 + 1.12 \log SRL$ ; $M_w = 3.98 + 1.02 \log RA$ ; $M_w = 4.33 + 1.49 \log RLD$ , $M_w$ = magnitud AD = desplazamiento medio SRL = longitud de la rotura superficial RA = área de rotura RLD = longitud de la rotura subsuperficial	AD = 0.42 m SRL = 12 - 21 km RA = 315 km <sup>2</sup> Parámetros derivados de datos de campo de nuestros estudio y de información sísmica, con la rotura del segmento San Vicente como la fuente del terremoto de febrero de 2001 Localización: Lat 13.621°N Long 88.856° W San Vicente ZONA DE FALLA DE EL SALVADOR, falla de desgarre con plano paralelo al arco volcánico

Los datos sismológicos sugieren que el terremoto principal rompió un plano de falla con buzamiento  $\sim 70^\circ$  SO con una anchura en profundidad de  $\sim 15 \pm 2$  km (Tabla 2.1) apareciendo el 95% de las réplicas a profundidades por encima de los 15 km. La longitud mínima de rotura, como ya hemos dicho, fue de 12 km, por lo que el área de la falla que rompió durante el terremoto de febrero de 2001 tiene como mínimo  $180 \text{ km}^2$  siendo más probable un área de  $315 \text{ km}^2$  que implique la rotura de todo el segmento San Vicente (21 km) y que coincide con la distribución de las réplicas de las primeras horas tras el terremoto principal. Utilizando la ecuación de *Aki y Richards* (1980) para estos parámetros obtenemos un desplazamiento medio del plano de falla de  $\sim 0,6$  m, lo que es coherente con los 0.42 m obtenidos de nuestros datos de campo y con los 0,5 m de deslizamiento medio del plano de falla en superficie sugeridos por el modelo de *Kikuchi y Yamanaka* en 2001 (Fig. 2.3a). Por medio de las relaciones empíricas de *Wells y Coppersmith* (1994), que relacionan la magnitud con el deslizamiento medio en superficie y con la longitud de rotura (Tabla 2.1), hemos obtenido 0,37 m de deslizamiento medio para terremotos con magnitudes de  $M_w$  6.6 y longitudes de rotura de 19,3 km, lo que se ajusta a nuestros datos señalando a la rotura del segmento San Vicente como la responsable del terremoto de El Salvador de febrero de 2001.

## 2.6. TRANSFERENCIA DE ESFUERZOS ESTÁTICOS: IMPLICACIONES EN LA PELIGROSIDAD SÍSMICA

Las primeras determinaciones de las modificaciones de esfuerzos estáticos ocasionadas por terremotos comenzaron con *Smith y Van der Lindt* (1969), *Rybicki* (1973), *Yamashina* (1978), *Das y Scholz* (1981) y *Stein y Lisowski* (1983). Pero no tuvieron repercusión debido a la baja magnitud de los cambios detectados (alrededor de 0.1 MPa ó 1 bar), valor que representa solamente una fracción de la caída de esfuerzos total ocasionada por los terremotos. Durante los últimos diez años, las observaciones sísmicas realizadas en distintas zonas sismogénéticas y diferentes magnitudes de terremotos en todo el mundo han indicado que variaciones de los esfuerzos estáticos menores de 1 bar son capaces de inducir la reactivación de fallas cercanas cuando se encuentran próximas a la rotura, ya sean produciendo réplicas o terremotos principales. Este fenómeno ha sido descrito como procesos de *Triggering* (*King et al.*, 1994; *Harris et al.*, 1995). También se ha comprobado que dichos procesos son capaces de generar cambios en la tasa sísmica de una zona, incrementándola o reduciéndola en los meses sucesivos a la ocurrencia de un evento sísmico (*Reasenberg y Simpson*, 1992; *Stein*, 1999). En muchos de los trabajos de procesos de *Triggering* se han utilizado cálculos de la modificación de esfuerzos de Coulomb determinados a partir de un modelo elástico de dislocación del evento principal, ya sea siguiendo a *Chinnery* (1963), *Weertman y Weertman* (1964) u *Okada* (1992), y analizan la distribución geográfica de la sismicidad en comparación con la distribución de los cambios de esfuerzos.

La mayoría de los estudios encuentran una correlación positiva entre el número o tasa de réplicas, o la ocurrencia de otros eventos principales, con las regiones donde el cambio de esfuerzo indica un aumento. Los procesos de *Triggering* se atribuyen al Cambio de Esfuerzos de Coulomb (CFS):

$$(\Delta\text{CFS} = \Delta\tau_{\text{slip}} + \mu(\Delta\sigma_n + \Delta P))$$

$\Delta\text{CFS} > 0$  (Falla es cargada)

$\Delta\text{CFS} < 0$  (Falla es relajada = sombra de esfuerzo)

$\Delta\tau_{\text{slip}}$  es el esfuerzo de cizalla inducido por el primer terremoto sobre la falla del segundo terremoto según la dirección de deslizamiento de ésta.

$\Delta\sigma_n$  es el cambio de esfuerzo normal según la perpendicular al plano de falla del segundo terremoto.

La sombra de esfuerzo se mantiene en el tiempo en función del proceso de recarga tectónica de la falla a largo plazo (*Simpson y Reasenberg, 1994; Deng y Sykes, 1997; Lienkaemper et al., 1997*). Muchos autores simplifican la ecuación usando un coeficiente de fricción aparente,  $\mu'$ , asumiendo un valor para la presión de fluidos  $P$  (*Harris, 1998*).

$$(\Delta CFS = \Delta\tau_{\text{slip}} + \mu' \Delta\sigma_n)$$

Nosotros hemos estimado el CFS en un medio elástico siguiendo el método de *Okada (1992)*, usando un valor del módulo de cizalla de  $3,2 \times 10^{10} \text{ N m}^{-2}$  y 0,25 para el coeficiente de Poisson. Se ha utilizado 0,4 para el coeficiente de fricción aparente basándonos en los estudios de *Deng y Sykes (1997)*. Valores de entre 0,2 y 0,6 para el coeficiente de fricción aparente no inducen ningún cambio significativo en los resultados.

El terremoto de febrero de 2001 en el segmento San Vicente generó un aumento hacia el este (segmentos Lempa y Berlín) de los esfuerzos estáticos (Fig. 2.16). Por ello consideramos que la probabilidad de rotura de las fallas que estén bien orientadas en dichas zonas se ha incrementado. De hecho, la mayoría de la sismicidad ocurrida desde 2001 a la actualidad se ha producido a lo largo de la ZFES y del arco volcánico allí donde los modelos predecían aumentos de esfuerzos estáticos (Fig. 2.17).

Gracias al análisis de la secuencia sísmica de 2001 hemos interpretado que las réplicas de la zona del río Lempa (epicentros en verde en la figura 2.2) fueron inducidos por un cambio de esfuerzos estáticos producido por el terremoto principal y que no estaban relacionadas con la rotura de la falla principal. Para discutir la validez de esta afirmación y para determinar el estado de carga estática de esfuerzos posteriores al evento en los segmentos de la ZFES adyacentes al reactivado en 2001, hemos modelizado el cambio de esfuerzos estáticos de Coulomb producido por el terremoto principal y las réplicas más importantes sobre los planos de las fallas activas cartografiadas en la zona, a las cuales nos referiremos como “fallas receptoras” (la Tabla 2.2 contiene los parámetros del modelo).

Como ya hemos descrito, la caída de esfuerzos en el plano de falla debido a un terremoto produce un incremento en el esfuerzo efectivo de cizalla alrededor del área de rotura (*Chinnery, 1963*). Esta transferencia de esfuerzos estáticos puede explicar la formación y localización de réplicas y puede disparar otros terremotos a largas distancias de la “falla promotora”, incluso decenas de kilómetros, en las zonas donde los esfuerzos de Coulomb aumentan. Este fenómeno, denominado *Triggering* (*King et al., 1994; Harris., 1998*), se ha podido documentar en numerosos trabajos (por ejemplo *Jaume y Sykes, 1992; King et al., 1994; Toda et al., 1998*), indicando que variaciones pequeñas de esfuerzos estáticos ( $\sim 1\text{bar}$ ) son capaces de inducir la activación de fallas cercanas que estuvieran próximas a la rotura, ya sea con la formación de réplicas o de otros terremotos principales.

Durante nuestro estudio hemos desarrollado varios modelos de transferencia de esfuerzos de Coulomb entre las fallas fuente o “promotoras” y las “receptoras” para dos fuentes de ruptura: la asociada a la rotura del terremoto ( $M_w 6.6$ ) del 13 de febrero de 2001, y la asociada a la réplica ( $M_w 5.8$ ) del 8 de mayo. La geometría de la ruptura que hemos utilizado para la réplica está basada tanto en datos geológicos como sísmicos y define un área de  $8 \times 5 \text{ km}$  con un plano que llega hasta los 7 km de profundidad y una orientación del plano de falla de  $N 106^\circ/85^\circ \text{ N}$ . Las “fallas receptoras” son las identificadas en la cartografía de fallas activas de la zona y presentan cuatro orientaciones y cinemáticas distintas (fallas de desgarre dextral  $N 86^\circ/75^\circ \text{ S}$  y  $N 106^\circ/85^\circ \text{ N}$ , fallas normales con cierto componente de desgarre  $N 140^\circ/90^\circ$  y fallas normales  $N 165^\circ/80^\circ \text{ S}$ ).

La figura 2.16 muestra los distintos escenarios del cambio de esfuerzos de Coulomb sobre las cuatro tipos de fallas “receptoras” producidos por la rotura del segmento San Vicente. Los modelos muestran como, en cualquiera de los casos, el terremoto de febrero de 2001 de desgarre dextral crea un lóbulo de incremento de esfuerzos estáticos hacia el este, donde se produjeron las réplicas de  $M_w > 4.6$ . La mejor correlación entre las zonas de incremento de los esfuerzos estáticos de Coulomb y la localización epicentral actual de las réplicas la observamos en el modelo en el que la “falla receptora” es la falla normal de dirección  $N 165^\circ \text{ E}$ . El modelo apoya la idea de que el terremoto de febrero de 2001 disparó rupturas secundarias y réplicas, principalmente generadas por el movimiento de fallas extensionales de orientación NO-SE localizadas en el segmento Lempa.

TABLA 2.2. Parámetros de los tres eventos más importantes de 2001 usados para los modelos de cambio de esfuerzos estáticos de Coulomb.

Fecha del evento A/M/D	Plano			Centro de la rotura		$M_w$	$D_T$ (km)	Área de rotura (km <sup>2</sup> )
	strike	Dip	Rake	Lat (°N)	Long (°W)			
2001/02/13	86°	75°	-179°	13.67	-88.94	6.6	0	24.3x11.2
2001/05/08	286°	85°	-179°	13.29	-89.39	5.8	7	8 × 5
2001/01/13*	30°	60°	-98°	13.1	-88.9	7.7	20	60 × 42

\*Tomado de *Martinez-Díaz et al 2004*.

$D_T$  = profundidad de la parte superior de la rotura.

El efecto *Triggering* se atribuye al cambio de esfuerzos estáticos de Coulomb (CFS):  $CFS = \tau_\beta - \mu (\sigma_\beta - p)$  donde  $\tau_\beta$  es el esfuerzo de cizalla sobre el plano de falla,  $\sigma_\beta$  es el esfuerzo normal,  $p$  es la presión de fluidos y  $\mu$  es el coeficiente de fricción. Para la serie sísmica de 2001, hemos estimado el cambio de esfuerzos de Coulomb mediante la ecuación:  $\Delta CFS = \Delta \tau_\beta - \mu' \Delta \sigma_\beta$  donde  $\Delta \tau_\beta$  es considerado positivo en el sentido del deslizamiento de la falla, y  $\Delta \sigma_\beta$  es también positivo en régimen compresivo.  $\mu'$  es el coeficiente de fricción aparente e incluye los efectos de la presión de poros y las propiedades del material de la zona de falla (ver *Harris, 1998* para una mayor explicación sobre este parámetro). El valor positivo de  $\Delta CFS$  se interpreta como que promueve la rotura, mientras que los valores negativos inhiben la actividad. En nuestro estudio hemos estimado el cambio de esfuerzos en un medio elástico siguiendo el método de *Okada (1992)*, teniendo en cuenta un módulo de Young de  $8 \times 10^{10}$  Bares y un coeficiente de Poisson de 0.25. El coeficiente de fricción aparente es de 0.4, lo que es aceptable según *Deng and Sykes (1997)*. Hemos utilizado el programa Coulomb 3.1 del USGS para hacer los cálculos de los esfuerzos.

Para estimar los parámetros de la fuente sísmica hemos utilizado información de mapas de fallas activas, el catálogo de mecanismos focales de USGS CMT y *Buforn et al. (2001)*, y el análisis espacial de las réplicas.



## 2.6. Transferencia de esfuerzos estáticos: implicaciones en la peligrosidad sísmica

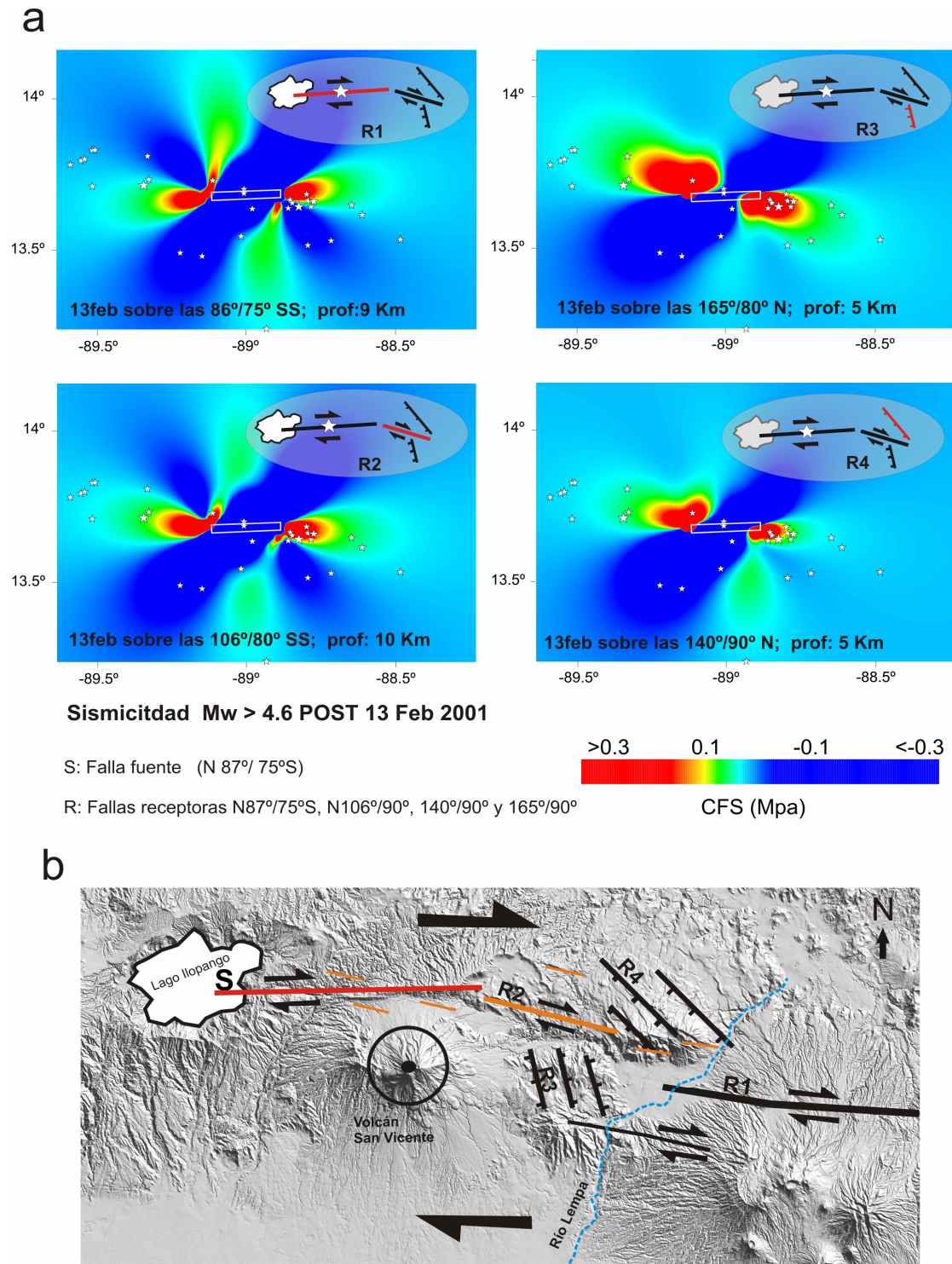


Figura 2.16: a) Modelos de los cambios de esfuerzos estáticos de Coulomb producidos por la rotura del segmento San Vicente de la ZFES durante el terremoto de febrero de 2001 sobre diferentes fallas receptoras. Los rojos, amarillos y verdes marcan las áreas donde los esfuerzos aumentaron después del terremoto, mientras que los colores azules marcan las zonas donde se predice una disminución de los esfuerzos estáticos de Coulomb. Muchas de las réplicas se produjeron en los lóbulos de aumento de esfuerzos. b) MDT con un esquema del segmento San Vicente como la fuente sísmica (S) y las fallas receptoras (R1 –R4) del segmento Lempa.

El hecho de que el terremoto de El Salvador de febrero de 2001 esté relacionado con la ruptura de la ZFES tiene unas implicaciones muy importantes en el riesgo sísmico del país. Este terremoto reactivó una falla con una expresión morfológica muy similar a otras cartografiadas a lo largo del arco volcánico salvadoreño. Esto significa que existen fallas dentro de la ZFES que pueden haber generado en el pasado y generar en el futuro grandes terremotos de  $M_w > 6.5$ .

En los últimos años, la sismicidad en la zona de estudio indica que la transferencia de esfuerzos estáticos es un fenómeno importante y que condiciona este proceso (Martínez-Díaz *et al.*, 2004).

La figura 2.17 representa el modelo de cambio de esfuerzos de Coulomb producido por los grandes terremotos de la serie de 2001 (ver tabla 2.2 para los parámetros) y con proyecciones de la sismicidad ocurrida con posterioridad a 2001. La actividad sísmica observada en la cuenca del río Lempa y relacionada con el movimiento de las fallas NO-SE puede tener efectos potencialmente sobre la estabilidad de los segmentos Lempa y Berlín. El cambio de CFS presentado está calculado para fallas de desgarre paralelas a la ZFES y para una profundidad de entre 8 y 12 km. En nuestro estudio hemos determinado que esta actividad reciente aparece agrupada en enjambres a lo largo de la ZFES (zonas marcadas con elipses en la Fig. 2.17) y corresponde a tres procesos distintos; a) sismicidad relacionada con la actividad de la caldera de Ilopango; b) actividad volcanotectónica ligada a episodios de inflación-deflación del volcán San Miguel en su interacción con las fallas NNO-SSE que cruzan el edificio volcánico (Schiek *et al.*, 2008) y; c) actividad tectónica a lo largo de la ZFES. Algunos enjambres coinciden aproximadamente con los extremos de las rupturas de la serie de 2001. Creemos que sería importante analizar más en detalle la actividad sísmica reciente para determinar en qué medida la secuencia sísmica de 2001 ha podido modificar el campo de esfuerzos locales en la zona.

El terremoto de El Salvador de 2001, y probablemente la mayoría de los terremotos históricos de  $M_w > 6$  generados en el arco volcánico salvadoreño, son el resultado de la reactivación de uno o varios segmentos de la ZFES. Como se observó durante el terremoto de 2001, este tipo de sismicidad implica un alto riesgo para la sociedad salvadoreña debido a la gran concentración de población en zonas con fuertes pendientes y muy deforestadas susceptibles de sufrir deslizamientos, y debido también a la escasez de planes urbanísticos.

A pesar de la alta vulnerabilidad, el riesgo sísmico en este país no está suficientemente bien definido, ya que no existe suficiente información sobre la historia sísmica de la ZFES ni de otras fallas activas de la zona que permita conocer adecuadamente la peligrosidad sísmica, ni tampoco de la interacción entre la sismicidad y la actividad volcánica. Los estudios paleosísmicos llevados a cabo, y que explicaremos en el siguiente capítulo, van enfocados a determinar parte de la historia de la ZFES y así poner algo de luz sobre la historia sísmica del arco volcánico salvadoreño y contribuir con ello a una mejor determinación de la peligrosidad sísmica.

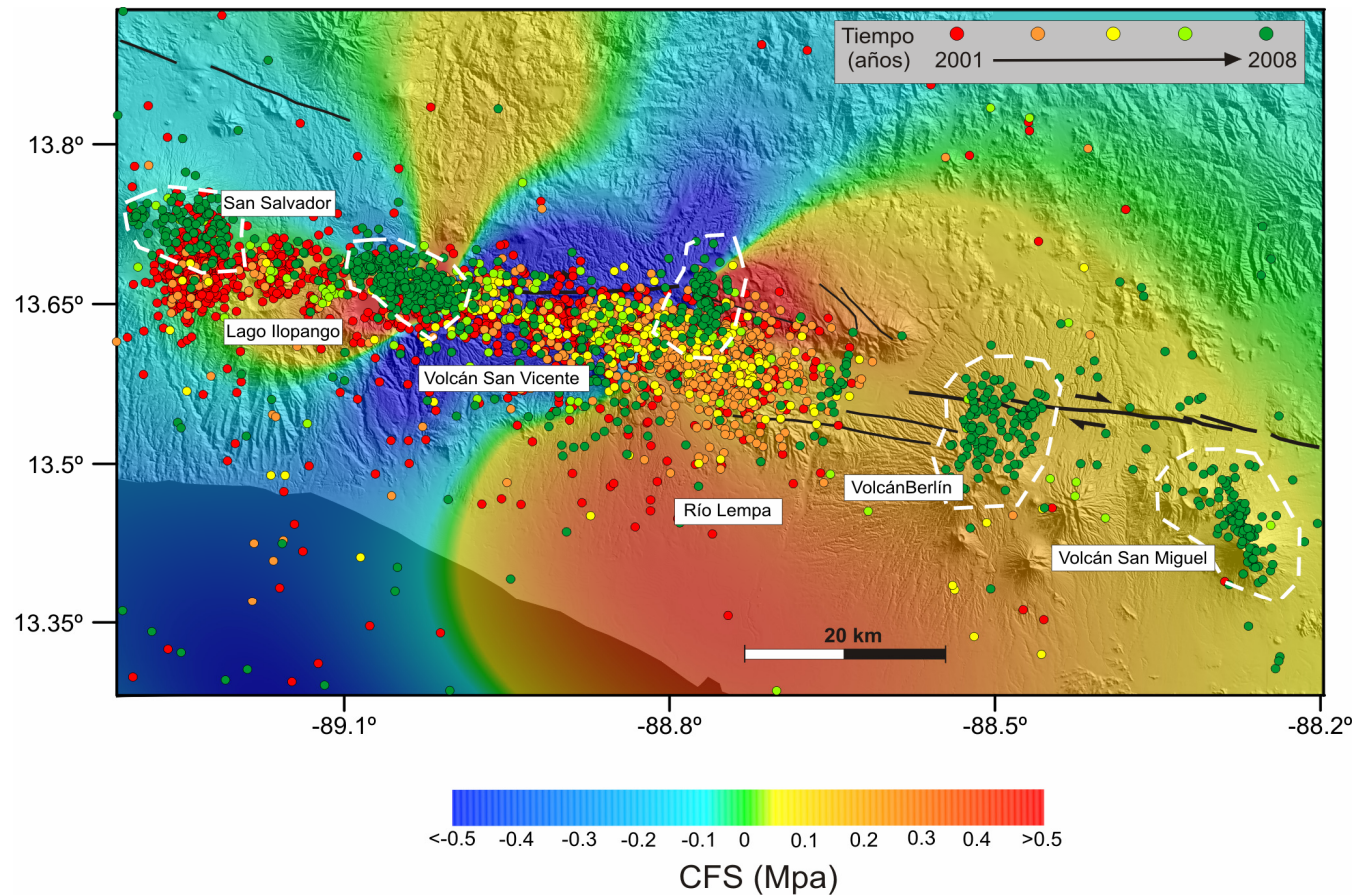


Figura 2.17: Mapa del sector central de la ZFES en el que se muestra el cambio de esfuerzos estáticos de Coulomb (CFS) generados tras el terremoto de febrero de 2001 donde se han proyectado los epicentros de la actividad sísmica reciente (desde 2001 hasta 2008). Los colores que van del rojo al verde en el modelo predicen zonas con aumento de los esfuerzos (zonas donde se promueve la actividad), mientras los colores azules señalan zonas con disminución de los esfuerzos (zonas donde se inhibe la actividad). Las líneas negras muestran las trazas de las principales fallas activas en la zona. Las líneas blancas discontinuas agrupan enjambres de terremotos que más o menos coinciden con las zonas de aumento de esfuerzos de Coulomb como resultado del terremoto de febrero de 2001.

## **2.7. CONCLUSIONES DEL ANÁLISIS SISMOTECTÓNICO**

La ruptura del segmento San Vicente de la ZFES, un plano de falla de aproximadamente 21 km de largo y entre 70° y 85° de buzamiento sur, es la responsable del terremoto de El Salvador de febrero de 2001 cuya cinemática fue de desgarre dextral. La ruptura superficial se produjo a lo largo de una falla que presentaba morfologías claras en superficie, pero que no fue reconocida hasta después del terremoto. Los reconocimientos de campo que hemos realizado han servido para identificar algunas de las roturas superficiales cosísmicas. Estas campañas de campo junto con la cartografía de detalle de las fallas activas de la ZFES, el análisis de mecanismos focales y energía liberada, y la distribución espacial de los deslizamientos disparados por el terremoto han supuesto una base de datos importantísima a la hora de entender el contexto tectónico de este evento sísmico y los riesgos asociados a él. Hemos identificado roturas superficiales en cinco puntos a lo largo de la traza de la falla en el segmento San Vicente, con un máximo observado de salto de desgarre dextral de 0,6 m que fue disminuyendo hacia el este. El mapa de fallas activas sugiere que la ZFES está formada por cinco segmentos estructurales, pero la posibilidad de que el terremoto de febrero de 2001 rompiera todo el segmento San Vicente hace que estos segmentos estructurales puedan considerarse también como segmentos sismogénicos.

La sismicidad posterior a la secuencia de 2001 se puede correlacionar con la actividad sismo-volcánica y con la reactivación de parte de la ZFES que se encuentran en las zonas de aumento de los esfuerzos estáticos de Coulomb a raíz de los eventos de 2001, lo que sugiere un alto nivel de interacción entre los distintos elementos de la zona de falla y del arco volcánico. Por ello, los segmentos de falla Lempa y Berlín, localizados hacia el este de la rotura de febrero de 2001, pueden haberse aproximado mecánicamente a la rotura como resultado de este terremoto. Sin embargo, existen pocos datos en cuanto a la recurrencia de la rotura de dichos segmentos.

A pesar de que el terremoto de El Salvador de febrero de 2001 fue de magnitud moderada ( $M_w$  6.6), se produjeron grandes daños y numerosas víctimas debido, sobre todo, a la gran cantidad de deslizamientos inducidos y al colapso de edificios próximos a la traza de la falla. El riesgo sísmico en los alrededores de la ZFES, lo que incluye la ciudad de San Salvador con más de 2 millones de habitantes, es muy alto pues incluso terremotos moderados pueden causar gran número de muertos y graves daños económicos y personales.

Para su determinación se hace imprescindible una reevaluación de la peligrosidad sísmica de la zona, introduciendo la ZFES como fuente sismogenética principal. En consecuencia, es fundamental no solo conocer la geometría de esta zona de falla, sino también su historia de recurrencia sísmica. Este será el objetivo principal del siguiente capítulo.





### **3. ANÁLISIS PALEOSÍSMICO DE LA ZONA DE FALLA DE EL SALVADOR**

#### **3.1. INTRODUCCIÓN**

En este capítulo describimos el estilo de deformación y la historia paleosísmica del segmento San Vicente de la ZFES que, como se analizó en el capítulo anterior, fue el responsable del terremoto del 13 de febrero de Mw 6.6. Hasta el momento no se habían realizado estudios de caracterización de la actividad sísmica prehistórica de la ZFES. Nuestro trabajo es el primer estudio de este tipo que se lleva a cabo en El Salvador y proporciona datos fundamentales a la hora de determinar correctamente la peligrosidad sísmica en la zona. El proyecto en el que se engloba este trabajo tiene como objetivo a medio y largo plazo llenar el vacío de conocimiento científico con respecto a la magnitud y recurrencia de los terremotos en El Salvador, así como aportar datos de utilidad para la prevención de futuros desastres mediante la correcta evaluación y gestión de la peligrosidad y el riesgo sísmicos.

#### La ciencia de la paleosismología

La paleosismología es una disciplina dentro del gran campo de la neotectónica, la tectónica activa, la geomorfología y la geología de terremotos. La geología de terremotos es el estudio de la historia, efectos y mecanismos de los terremotos producidos por la rotura de toda o parte de la corteza. Frecuentemente, la geología de terremotos se usa como sinónimo de tectónica activa, término usado para describir el estudio de los movimientos tectónicos que suceden en un período de tiempo que afecta a la sociedad (*Wallace, 1986; Weldon, 1991*). La geología de terremotos incluye el estudio de las formas tectónicas de la superficie terrestre y de las fallas y pliegues de la corteza producidos por la acumulación de terremotos a lo largo de miles de millones de años (*McCalpin, 2009*).

La neotectónica puede definir como el estudio de los movimientos de la corteza terrestre post-Miocenos (*Beloussov, 1980; Vita-Finzi, 1986; Mörner y Adams, 1989*) incluyendo medidas de movimientos tomadas con datos geodésicos (*Yoshikawa et al., 1981; Reilly y Hardord, 1986; Minster y Jordan, 1987; Sabadini et al., 1990; Krinitsky y Slemmons, 1990; Slemmons, et al., 1991*) entre otras. La neotectónica también se define como el estudio de las estructuras tectónicas que se generan dentro del Régimen Tectónico Actual (*Müir-Wood y Mallard, 1992*). Tanto la tectónica activa como la neotectónica normalmente miden los patrones y la tasa de deformación de las fallas y los pliegues que resultan de los terremotos ocurridos cientos, miles o millones de años atrás (en función de la región estudiada).

La paleosismología se encarga del estudio de los terremotos prehistóricos (*Solonenko, 1973; Wallace, 1981*), especialmente su localización, tamaño y datación (*McCalpin, 2009*). Los paleosismólogos interpretan evidencias geológicas generadas durante paleoterremotos individuales. La paleosismología difiere de los otros estudios geológicos sobre movimientos de la corteza durante el Cenozoico (neotectónica) en que se centra en la deformación instantánea de las formas del terreno y de los sedimentos durante los terremotos (*Allen, 1986*). *Yeats y Prentice* (1994) y *Aki* (2003) definen la paleosismología como la investigación geológica de terremotos concretos, décadas, siglos o milenios después de que sucedieran. *Michetti et al.* (2005) propone que se trata del estudio de los efectos sobre el terreno producidos por terremotos del pasado que se han preservado en el registro geológico y geomorfológico.

El análisis paleosísmico permite el estudio de la distribución individual de paleoterremotos en el espacio y a lo largo del tiempo (de miles a decenas de miles de años). Estos estudios nos permiten empezar a entender algunos aspectos neotectónicos, como los parámetros sísmicos y la distribución de la deformación tectónica regional así como el comportamiento sismogénico de determinadas fallas. La paleosismología es también parte del extenso campo de la geología de terremotos que incluye aspectos de los estudios instrumentales de terremotos (sismología), tectónica y geología estructural, deformación histórica de la superficie (geodesia) y morfotectónica (geomorfología tectónica) del paisaje. *Yeats et al.* (1997), *Burbank y Anderson* (2001) y *Keller y Pinter* (2001) desarrollan más extensamente aspectos diferentes en el campo metodológico de la paleosismología.

Sin duda, una de las aportaciones más útiles de la paleosismología es que contribuye a completar el catálogo sísmico de las regiones en las que solo se dispone de datos de sismicidad histórica. La paleosismología complementa los registros de sismicidad histórica e instrumental mediante la caracterización y la datación de grandes terremotos prehistóricos. Mucha de la historia sísmica de la mayoría de las fallas es solo accesible a través de técnicas paleosísmicas. Los registros paleosísmicos abarcan generalmente de terremotos de magnitud mayor de 6-6.5 debido a que las evidencias de terremotos pequeños y moderados se dan raramente en la superficie. Solo los terremotos de magnitudes  $M_w > 6.0$  o 6.5 están asociados a la rotura de planos de falla suficientemente grandes como para alcanzar la superficie y deformarla, dejando así un registro accesible a los estudios geológicos de superficie.

### El método paleosísmico

Las evidencias de terremotos pasados pueden ir desde la deformación local de la superficie a lo largo de las fallas corticales (escarpes de falla, lagunas y zonas inundadas, desplazamientos de ríos y valles, formación de pliegues monoclinales, etc) hasta indicadores de elevación y subsidencia de amplias zonas en el entorno de las fallas (deformación de terrazas fluviales, elevación o subsidencia de la costa, inundación de las marismas) pasando por efectos estratigráficos o geomorfológicos debidos a vibración del suelo o a tsunamis generados por terremotos lejanos (deslizamientos, caída de rocas, licuefacción y depósitos de tsunamis). La característica principal de la mayoría de estos fenómenos es que se forman durante o poco tiempo después de un terremoto y se denominan por ello cosísmicos.

La paleosismología adapta muchos conceptos de la sismología, la geología estructural y la tectónica, pero los métodos y técnicas de campo provienen principalmente de la geología del Cuaternario y de la geomorfología, la mecánica de suelos, la sedimentología, la arqueología, la paleoecología, la fotogrametría, la determinación de edades mediante la geocronología o la edafología (*McCalpin, 2009*).

La mayoría de los estudios paleosísmicos de campo requieren un entrenamiento intensivo o gran experiencia de geología del Cuaternario además de un amplio conocimiento interdisciplinar. Por lo tanto, muchos de los avances en paleosismología han venido de la mano de geomorfólogos y otros especialistas del Cuaternario que han trabajado a caballo entre la tectónica y la sismología (*Wallace, 1986*).

El objetivo de este capítulo de la tesis es la caracterización paleosísmica de la ZFES (segmento San Vicente), que consiste en el análisis de la historia de actividad reciente de la misma: identificar los distintos eventos sísmicos, datar dichos eventos y calcular su tamaño, calcular la velocidad de movimiento de la falla y sus intervalos de recurrencia y el máximo terremoto característico (cuando sea posible). Para obtener estos datos, la técnica más utilizada es el análisis de trincheras paleosísmicas. La parte más importante del estudio de trincheras es la correcta elección del lugar donde se excava la zanja y para ello es fundamental tener en cuenta tres aspectos:

- La estructura. Debemos elegir un lugar donde la estructura de la falla sea conocida, al menos aproximadamente, pues esto será muy importante a la hora de interpretar los parámetros de la falla que obtengamos.
- La morfología. Necesitamos lugares donde el escarpe de falla no sea demasiado alto, ya que la trinchera solo nos permite observar un máximo de una decena de metros en profundidad.
- Los materiales. Para el análisis paleosísmico es necesaria la presencia de materiales susceptibles de ser datados que estén involucrados en el movimiento de la falla durante los distintos terremotos. Además, al realizar trincheras paleosísmicas se busca siempre el último evento sísmico que haya podido quedar en el registro geológico, por lo cual es fundamental que en la zona existan depósitos recientes (preferiblemente Holocenos) susceptibles de estar afectados por la falla.

El procedimiento para la elección de la zona de trincheras es la realización de un análisis de la cartografía regional y local, un análisis morfológico de detalle de la zona de falla (análisis de la fotografía aérea, del modelo digital del terreno y de la red de drenaje), así como un reconocimiento de la zona en campo para determinar la viabilidad de la trinchera y la posibilidad de encontrar material susceptible de datación. Una vez elegido el punto exacto donde se realizará la trinchera los pasos que hemos seguido son los siguientes;



- 1-Excavación de la trinchera perpendicular a la falla. La longitud y anchura de ésta dependerán de las estructuras que aparezcan según progrese la excavación.
- 2-Limpieza de las paredes de la trinchera.
- 3-Mallado de las paredes. Normalmente la malla se establece de 1 por 1 metro, aunque puede variar dependiendo de la información que necesitemos obtener en cada trinchera.
- 4-Identificación y señalización, mediante pines de colores, de las diferentes unidades, fracturas y fallas identificadas en las paredes. Es importante hacer una cartografía precisa de los paleosuelos desarrollados en los distintos materiales pues nos aportan información del tiempo de exposición de los materiales durante los períodos de estabilidad intersísmicos y nos restringen los intervalos para la datación de eventos.
- 5-Trazado y digitalización de las estructuras de las paredes de la trinchera a escala en papel milimetrado y toma de fotografías. Dichas fotografías son muy valiosas en el posterior estudio de laboratorio puesto que permiten revisar los datos, e incluso cambiar la interpretación en algunos casos, una vez cerrada la trinchera.
- 6-Descripción de las unidades sedimentarias y tectonosedimentarias identificadas.
- 7-Medición de la orientación de las paredes de la zanja y de las fallas encontradas y determinación de su cinemática.
- 8-Toma de muestras para datación. Esta es una parte fundamental del estudio ya que permite situar los eventos en el tiempo y obtener los parámetros citados anteriormente que ayudan a caracterizar paleosímicamente la falla. Los sedimentos encontrados en nuestra zona de estudio han sido datados con carbono 14, existiendo gran abundancia de materia orgánica en ellos.
- 9- Discusión in situ de la historia de deformaciones aportada por la trinchera.

Una vez recopilados todos los datos de campo, en gabinete se estudian las trincheras para la caracterización paleosísmica de la falla, digitalizando las estructuras registradas en campo y revisando la interpretación de la historia paleosísmica con los resultados de las dataciones. El objetivo es determinar: número de eventos reconocibles; edad de dichos eventos; cantidad de desplazamiento que se ha producido por evento y desplazamiento total; y la velocidad de movimiento de la falla.

Con estos datos podemos estimar los intervalos de recurrencia, tamaño de los terremotos y probabilidades de ocurrencia. Estos datos son útiles para las estimaciones de la peligrosidad sísmica de la zona. Además, conocer la tasa de movimiento de una falla nos puede ayudar a determinar velocidades de movimiento a escala regional, uniendo esos datos puntuales con otros datos de la zona (datos GPS, datos tectónicos regionales) para evaluar los modelos cinemáticos regionales.

A lo largo de este capítulo se presentan los resultados del estudio de cinco trincheras excavadas en el segmento San Vicente. Para determinar la magnitud asociada a las roturas superficiales encontradas en ellas se han utilizado relaciones empíricas a partir de las longitudes de rotura de los distintos segmentos de la ZFES. Los datos obtenidos también se han comparado con los desplazamientos producidos en cada evento sísmico que quedan registrados en las paredes de las trincheras, pues el valor de desplazamiento está ligado a la magnitud del terremoto (*Yeats et al., 1997*).

Debido a que el estudio paleosísmico se ha limitado a un solo segmento de la zona de falla, existen varios modelos que podrían explicar la historia de ruptura de la totalidad de la falla. Para caracterizar toda la ZFES será necesario continuar con el análisis paleosísmico en otros segmentos, ya que seis de los mayores terremotos destructivos ocurridos en el país en el periodo histórico parecen estar relacionados con la actividad del sector occidental de esta falla, que queda fuera de la zona de estudio.

### 3.2. ANÁLISIS PALEOSÍSMICO DEL SEGMENTO SAN VICENTE

#### Estructura local

Nuestro estudio paleosísmico se centra en el segmento San Vicente (Fig. 3.1) por ser la fuente del último terremoto destructivo (el terremoto de El Salvador de febrero de 2001) producido a lo largo de la ZFES. Como ya se dijo en el capítulo 2, el segmento San Vicente consiste en una falla principal de unos 21 km de longitud, de dirección N 87° E y buzamiento 70° S (*Martínez-Díaz et al., 2004*) que deforma en esta zona secuencias de materiales volcánicos, depósitos aluviales y terrazas Holocenas (Fig. 3.2). También existen fallas secundarias de desgarre con cierta componente vertical y dirección NO-SE en este segmento. Los materiales volcánicos que aparecen desplazados son lavas, ignimbritas y tefras de edades que van desde el Pleistoceno a la actualidad. Los valles representan zonas ideales para las investigaciones paleosísmicas, puesto que son zonas de acumulación de sedimentos y materiales muy recientes susceptibles de ser datados. En este caso, al tratarse de una falla de desgarre, se ha tenido especial interés en buscar posibles obturaciones de la red de drenaje que generaran depósitos relacionados con el movimiento de la falla y que la cubrieran localmente.



Figura 3.1: Imagen de RADAR SRTM de El Salvador con el segmento San Vicente recuadrado.

### 3.2. Análisis paleosísmico del segmento San Vicente

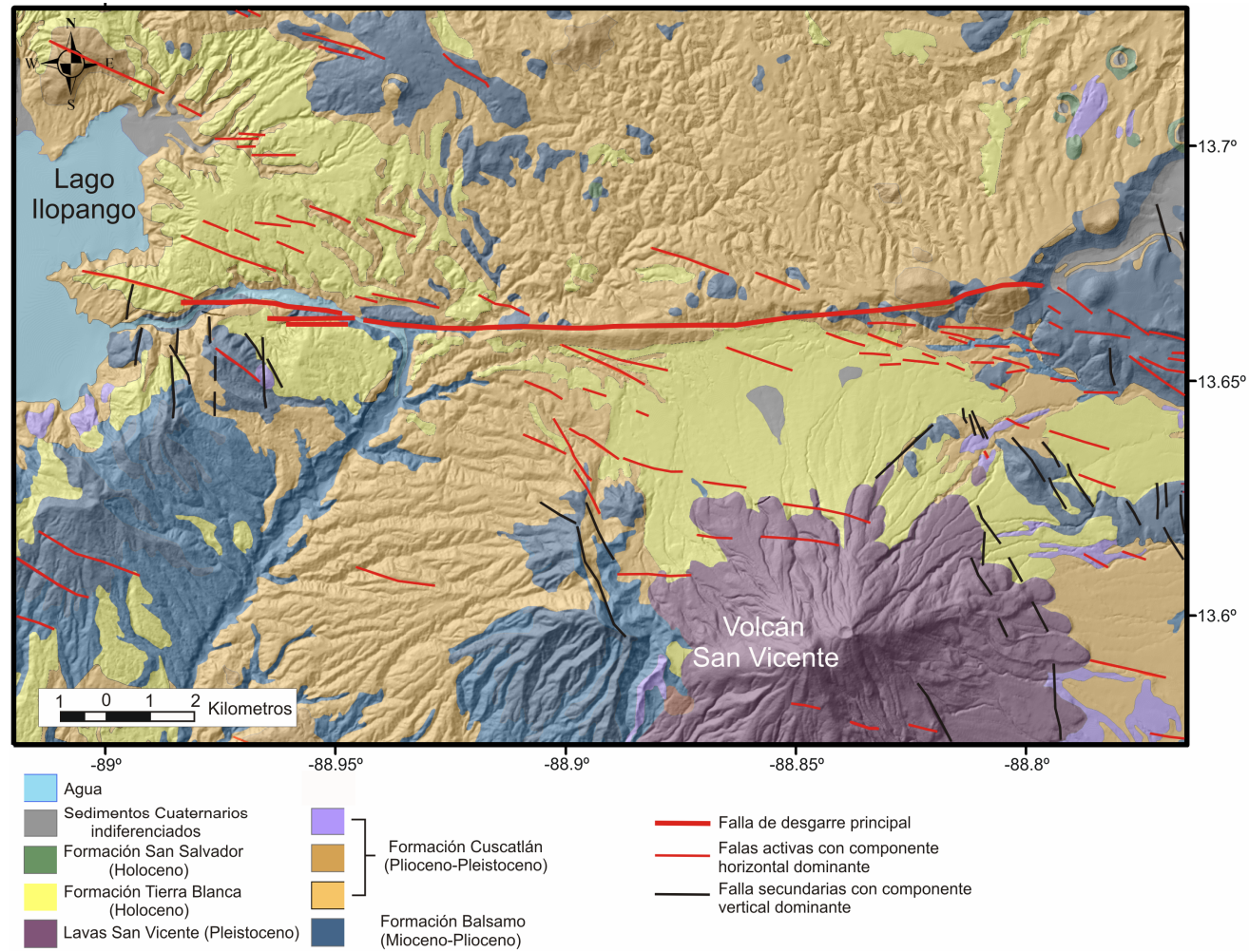


Figura 3.2: Mapa geológico y de fallas activas del segmento San Vicente. Las unidades geológicas están tomadas de *Bosse et al.* (1978), y las trazas de fallas han sido cartografiadas para este trabajo.

### Excavación y análisis de trincheras

El objetivo principal que nos ha llevado a investigar el segmento San Vicente mediante trincheras paleosísmicas es doble, por un lado perseguimos obtener la historia sísmica de la ZFES (al menos para este segmento) y por otro conocer y analizar el estilo de deformación de la falla próximo a la superficie con el fin de entender la estructura de la falla a diversas escalas. La selección del sitio ideal para la excavación de trincheras paleosísmicas es una tarea difícil en El Salvador. La principal dificultad que hemos encontrado ha sido identificar la traza de la falla debido al origen volcánico de los materiales presentes en la región, a la alta meteorización sufrida por ellos en un clima subtropical como el de El Salvador y a la densa cubierta vegetal. Los depósitos de caída generados durante las erupciones volcánicas cubren totalmente el paisaje homogeneizando las morfologías y, por ello, identificar estructuras tales como escarpes de falla se hace complicado. Encontrar zonas con desplazamientos laterales de estructuras de orden métrico, tales como ríos desplazados, que indiquen la rotura de la falla en uno o varios eventos sísmicos, ha sido particularmente difícil. Debido a todo esto, solo hemos podido identificar algunos puntos que aportan información valiosa para determinar desde cuándo la ZFES es una estructura de deformación activa. En algunas ocasiones, y debido a la falta de información en cuanto a la medida de desplazamiento horizontal por evento, hemos tenido que combinar los datos de desplazamiento vertical producidos en cada terremoto con los datos de orientación de estrías y otros indicadores cinemáticos para obtener el salto neto de la falla por evento.

Se han excavado cinco trincheras en el segmento San Vicente (Fig. 3.3): tres en el este, en el área de Verapaz, al norte del volcán San Vicente, y dos en su parte oeste, en el área del río Desagüe. En este capítulo se describen las trincheras, se presenta la cartografía detallada de la deformación expuesta en las paredes de las trincheras y se identifican las roturas producidas por cada terremoto. Una vez recopilada la historia de rupturas y otros parámetros, como el desplazamiento por evento y la longitud de la falla, hemos estimado la secuencia de eventos, el tamaño y edad para los grandes terremotos que generaron la rotura en superficie de esta compleja falla de desgarre.



### 3.2. Análisis paleosísmico del segmento San Vicente

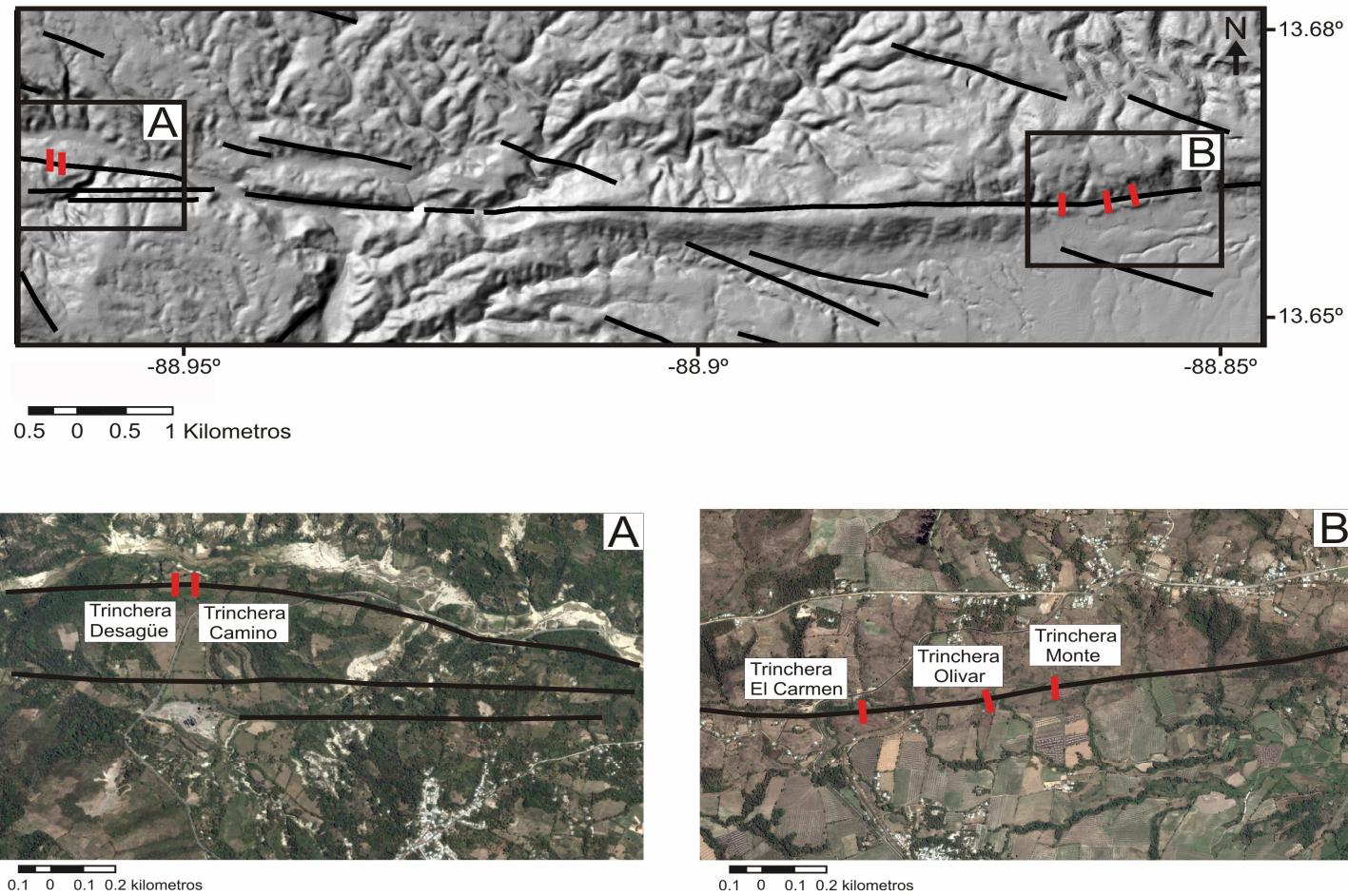


Figura 3.3: Modelo digital del terreno (MDT) de diez metros de resolución del segmento San Vicente con las fallas activas y la localización de las trincheras. A) Imagen Quickbird de la zona de Desagüe con las dos trincheras del oeste. B) Imagen Quickbird de la zona de Verapaz con las tres trincheras realizadas al este del segmento San Vicente.

Para la determinación de la edad de los terremotos hemos identificado y datado distintas unidades estratigráficas que han sido deformadas por la falla. La edad de los materiales afectados y no afectados por la rotura del plano de falla asociada a cada evento sísmico acota la edad de dicho evento. Las edades de los materiales encontrados en las trincheras provienen también de la identificación de tefras conocidas en la zona, cuya edad ha sido determinada con anterioridad a este estudio por autores como *Dull et al.* (2001) o *Hernández* (2004), y de la datación de muestras mediante C14 realizada para este trabajo que se muestran en su totalidad en la Tabla 3.1.

### Trincheras de la zona de Verapaz

En la zona de Verapaz, la parte este del segmento de San Vicente muestra las estructuras típicas de una falla de desgarre. En la figura 3.4 podemos observar claramente la traza de la falla de dirección E-O. Los movimientos dextrales producidos a lo largo de ella generan morfologías de *shutter ridge* que bloquean el drenaje de los arroyos y ríos de la zona y generan un valle lineal paralelo a la falla en la parte norte del escarpe. El extremo este del *shutter ridge* resulta ser una zona muy apropiada para la realización del estudio mediante trincheras debido a dos causas. Por un lado, el escarpe de falla no es muy alto facilitando la excavación, y por otro, el bloqueo del drenaje deja zonas donde existe acumulación de sedimentos Cuaternarios finos con materia orgánica adosados contra el escarpe de falla y susceptibles de ser datados. Por ello decidimos realizar una trinchera en este punto, la trinchera de El Carmen (Fig. 3.4b).

Hacia el este de la trinchera El Carmen la falla cambia su orientación ligeramente de E-O a ENE-OSO generando un pequeño cambio también en su buzamiento superficial que pasa de tener un componente normal a tener un pequeño componente inverso (Fig. 3.4). En alzado, esta estructura está formada por una falla de desgarre principal que hacia la superficie se abre en varias ramas, algunas de ellas con componente predominantemente normal y otras con componente inverso, *estructura en flor* (Fig. 3.5). Para nuestro estudio realizamos dos trincheras en esta zona, trincheras Olivar y Monte (Fig. 3.4a), excavadas cortando la parte norte de la estructura anteriormente descrita. Es posible que el registro de terremotos en esta trinchera esté incompleto, ya que faltaría parte de la estructura generada por el movimiento de la falla, que no está cubierta por materiales recientes y que, por tanto, no se excavó. A continuación describiremos cada una de las tres trincheras anteriormente nombradas.

### 3.2. Análisis paleosísmico del segmento San Vicente

TABLA 3.1. Edades de radiocarbono de las muestras tomadas para nuestro estudio y de los niveles guía de referencia datados en estudios previos.

N° de Muestra	N° de Laboratorio	$\Delta 13\text{ C}$ (‰)	Edad de radiocarbono (años BP)	Edad calibrada		Unidades y trinchera
				2 $\sigma$ cal años BP	2 $\sigma$ cal años	
Sc1 <sup>1</sup>	NZA 29114	-32.6	199 ± 15	187-147 (167 ± 20)	AD 1763-1803	2, El Carmen
Sc2 <sup>1</sup>	NZA 29111	-25.4	335 ± 20	465-313 (389 ± 76)	AD 1485-1637	3, El Carmen
Sc3 <sup>1</sup>	NZA 29117	-24.7	906 ± 15	908-770 (840 ± 68)	AD 1042-1180	4, El Carmen
Sc4 <sup>1</sup>	NZA 29120	-21.6	6219 ± 15	7119-7020 (7070 ± 49)	5170-5071 BC	15, El Carmen
So1 <sup>1</sup>	NZA 30106	-13.4	-1363 ± 20	La muestra es moderna, de finales del Siglo XX		2, Olivar
So2 <sup>1</sup>	NZA 30105	-26.5	156 ± 25	229-166 (198 ± 30)	AD 1721-1784	3, Olivar
So3 <sup>1</sup>	NZA 30070	-25.3	222 ± 20	304-273 (288 ± 15)	AD 1646-1677	5, Olivar
So4 <sup>1</sup>	NZA 30633	-24.2	4541 ± 30	5187-5051 (5119 ± 68)	3238-3102 BC	11, Olivar
So5 <sup>1</sup>	NZA 30755	-26.4	4737 ± 45	5584-5444 (5514 ± 70)	3635-3495 BC	13, Olivar
Sd1 <sup>1</sup>	NZA 26965	-27.7	1081 ± 40	1064-926 (995 ± 69)	AD 886-1024	6, Camino
Sd2 <sup>1</sup>	NZA 26669	-34.2	7096 ± 40	7997-7843 (7920 ± 77)	6048-5894 BC	10, Camino
<b>Undad</b>			<b>Edad calibrada</b>		<b>Fuente</b>	
Formación Tierra Blanca Joven			2 $\sigma$ 1478 ± 64 cal años BP		<i>Dull et al., 2001</i>	
Formación Tierra Blanca 3			~ 40300 ± 167000		<i>Rose et al., 1999</i>	

<sup>1</sup>Este estudio. Edad de radiocarbono convencional, BP, antes del presente (AD 1950). Calibración usando Calib 5.0 (*Stuiver y Reimer 1993*). Laboratorio: Institute of Geological & Nuclear Sciences Rafter Radiocarbon Laboratory, Nueva Zelanda.

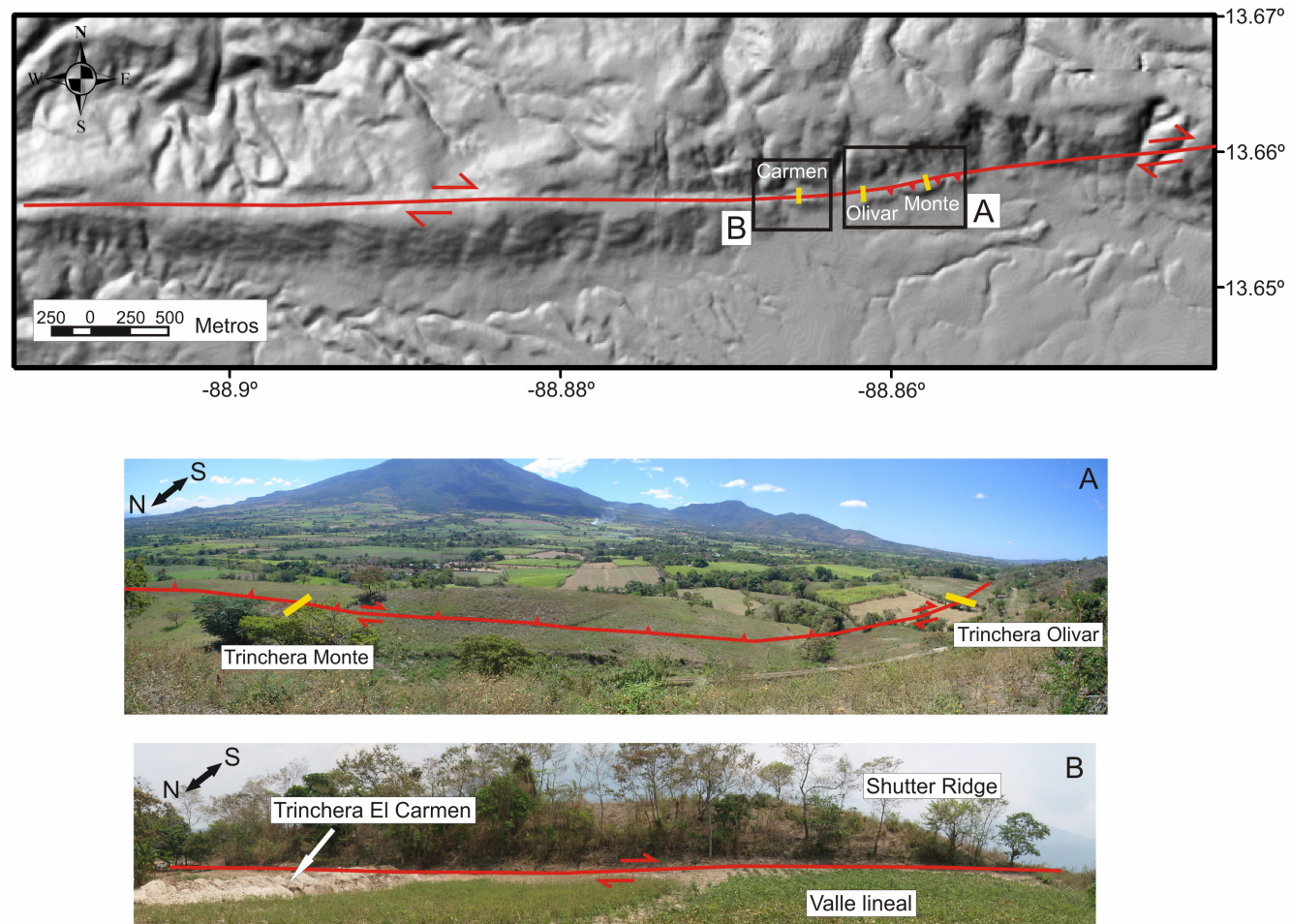


Figura 3.4: Modelo digital del terreno (MDT) de diez metros de resolución de la zona de Verapaz con la localización de las trincheras. A) Fotografía de la estructura con la posición de las trincheras Olivar y Monte. B) Fotografía de la estructura de *Shutter Ridge* y la localización de la trinchera El Carmen en el valle lineal formado paralelo a la falla.



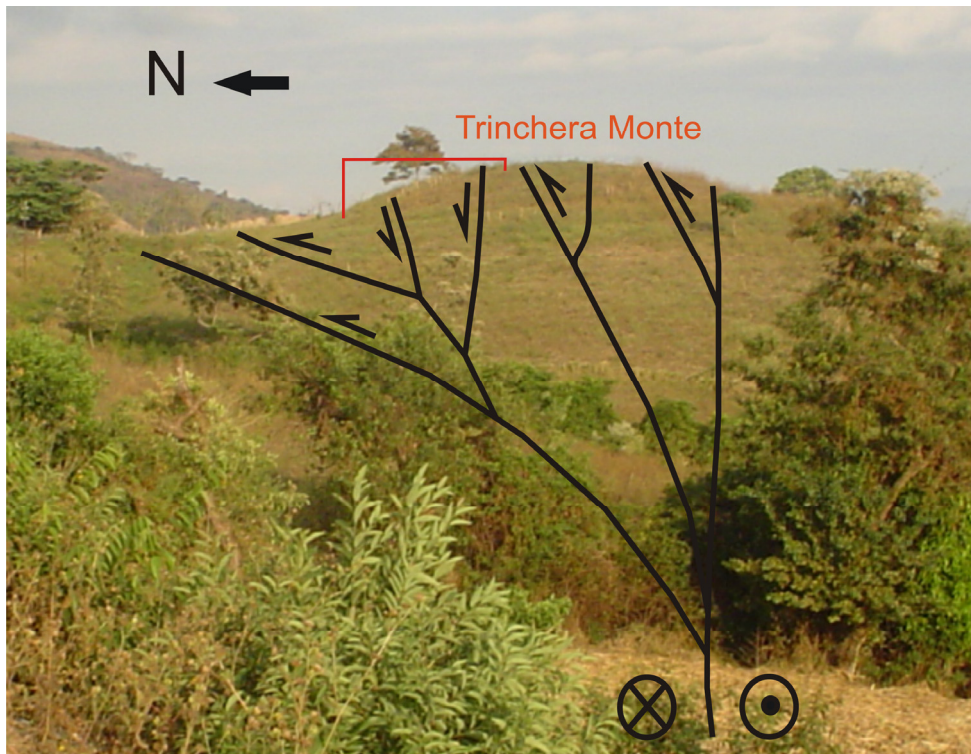


Figura 3.5: Esquema sobre la fotografía de la zona de la trinchera Monte de una estructura de flor positiva típica de zonas con tectónica de falla de desgarre.

### Trinchera El Carmen

Esta trinchera se localiza a una latitud de  $13^{\circ} 39' 43''$  N y una longitud de  $88^{\circ} 51' 54''$  O, en la base de un escarpe de 5 m de altura asociada a un *shutter ridge*, en la parte este del segmento San Vicente (Fig. 3.3). El escarpe discurre paralelo a un pequeño valle lineal que se encaja en depósitos fluviales. La trinchera tiene una longitud de 12 m y una profundidad total de unos 5 m y fue excavada con una berma de un metro de ancho por razones de seguridad (Fig. 3.6). La excavación revela un importante depósito de ignimbritas y tefras riolíticas de la Formación Tierra Blanca Joven (TBJ), datada en unos  $1.478 \pm 64$  cal. años BP (unidad 9) y procedente de la erupción más reciente del Ilopango (*Rose et al., 1999* y *Dull et al., 2001*). Por debajo de esta unidad, a base de la trinchera y erosionada por TBJ, aparece un paleosuelo de color marrón oscuro (unidad 10 en figura 3.6) muy rico en arcilla y con abundante cantidad de materia orgánica que hemos datado en  $7.070 \pm 49$  cal. años BP (Tabla 3.1).



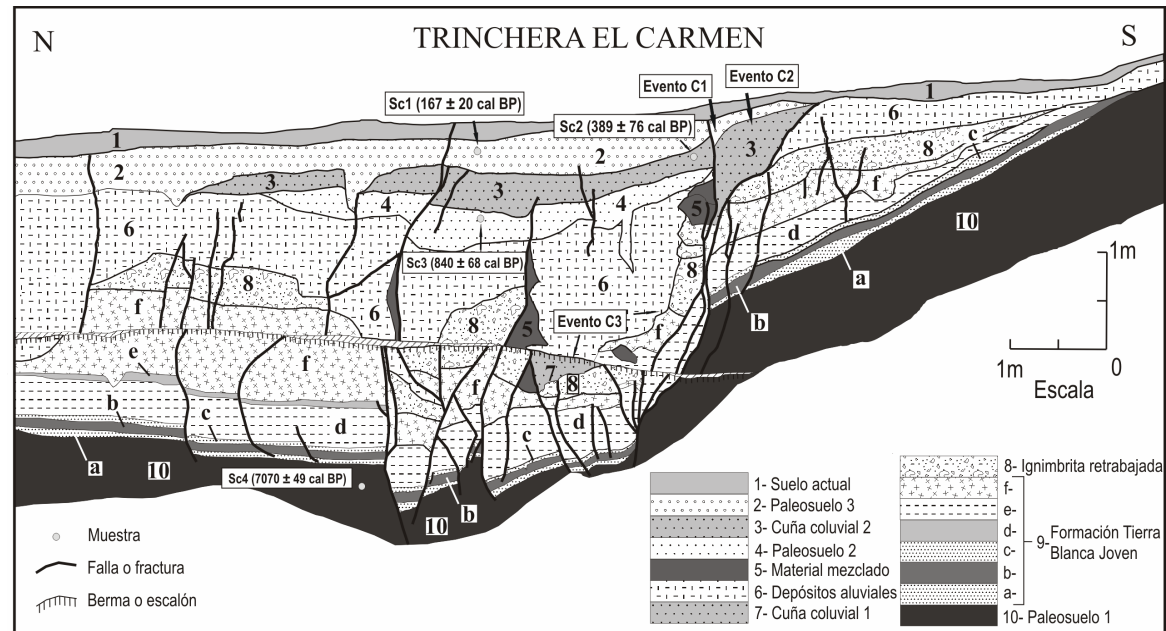


Figura 3.6: Mapa del muro este de la trinchera El Carmen y foto de parte de la trinchera.

La Formación TBJ (unidad 9) se divide en ocho unidades volcano-estratigráficas (Fig. 3.7), resultado de las distintas fases eruptivas que generaron el depósito (Hernández, 2004). Esta estratificación interna de TBJ permite identificar las estructuras de deformación que la afectan.

**-Unidad A:** es un depósito localmente disperso de piroclastos de caída, de granulometría fina y color café. Está compuesto por pómez y abundantes líticos, ambos de tamaño arena-grava. En los sitios donde aflora, tiene un espesor de unos pocos centímetros ya que es fácilmente erosionable por parte de la colada piroclástica de la unidad C.

**-Unidad B:** depósito de colada piroclástica con fragmentos de pómez con tendencia grano-decreciente: cenizas gruesas en la base y lapilli a techo. Se trata de un depósito de espesor centimétrico y color amarillento por causa de la coloración de los óxidos de hierro que se forman al encontrarse en contacto con el paleosuelo subyacente. Al igual que la unidad A, es frecuente que no aparezca al ser erosionado por los depósitos de las siguientes fases.

**-Unidad C:** depósito formado por dos coladas piroclásticas. La primera originó un depósito rico en líticos de composición andesítica y color gris. Sobre él se acumuló otro depósito de color amarillento debido a la alteración hidrotermal que han sufrido los fragmentos líticos de los que está compuesto. Presenta cierta estratificación, evidenciada por los fragmentos de pómez. Este segundo depósito tiene un espesor mucho mayor, siendo a veces el único que se puede encontrar.

**-Unidad D:** depósito caracterizado por ser rico en cenizas finas con estratificación cruzada cuyo origen está relacionado con la dinámica de la oleada piroclástica. A techo abunda lapilli acrecional. En general, es pobre en líticos.

**-Subunidad  $\alpha$ :** ignimbrita soldada de color beige, con una tonalidad rosada hacia techo, que posee una matriz rica en cenizas finas, fragmentos de pómez y líticos de tamaño centimétrico. Está muy cementada en la base por sulfatos y silicatos. El resto está sin compactar. Presenta *pipes* de desgasificación.

**-Unidad E:** depósito de productos derivados de erupción freatomagmática. Se caracteriza por un bandeo generado por la alternancia de niveles no consolidados y bastante deleznales, de color claro, correspondientes a cenizas gruesas y lapilli y fragmentos líticos andesíticos de tamaño arena-grava, y otros de color café claro, bien consolidados, compuestos por cenizas muy finas.

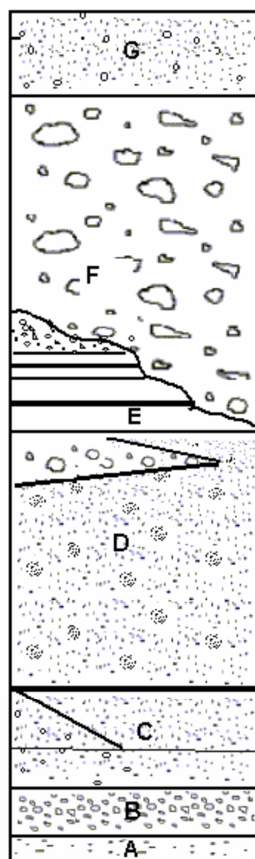
A techo de la unidad E y a muro de la unidad F se localiza la **Subunidad  $\beta$** , que es frecuente que no aparezca al ser erosionada por las unidades posteriores. Está constituida por una ignimbrita de color café claro con una abundante matriz fina con pómece y líticos en menor proporción. Es muy compacta.

**-Unidad F:** formada por cinco coladas piroclásticas sucesivas, muy compactadas, de color blanco a beige. Están compuestas por una matriz de cenizas gruesas con fragmentos de pómez y líticos diseminados. En la base de cada una de las coladas se acumulan líticos gruesos de hasta 15 cm de diámetro. A techo de las mismas suelen encontrarse pómece de hasta 52 cm.

**-Unidad G:** es la unidad superior de la secuencia de Tierra Blanca Joven. Está compuesta por una sucesión de coladas piroclásticas que depositaron cenizas finas, de poco espesor y aspecto masivo, y los depósitos de caída asociados.

## PERFIL ESTRATIGRÁFICO

## LEYENDA



Unidad G, secuencia de ignimbritas y coignimbritas

Unidad F, ignimbritas múltiples

Subunidad Beta, ignimbrita

Unidad E, depósitos de caída húmedos y secos

Subunidad Alfa, ignimbrita

Unidad D, depósitos de caída freatoplinianos

Unidad C, ignimbrita amarilla y oleadas piroclásticas

Subunidad Ignimbrita gris

Unidad B, pómez de caída

Unidad A, granos finos del depósito de caída inicial



Figura 3.7: Columna estratigráfica de la Formación Tierra Blanca Joven. Modificada de *Hernández (2004)*. Las ignimbritas de las unidades c y d no aparecen depositadas en todas nuestras trincheras al igual que la unidad G. En la trinchera Olivar tampoco aparece la unidad F. A la derecha aparece una fotografía de la secuencia de TBJ en la trinchera Monte.

TBJ queda cubierta en la trinchera por 2 ó 3 m de depósitos aluviales intercalados con paleosuelos. El depósito aluvial basal, es decir, el que se encuentra en contacto con TBJ es la ignimbrita retrabajada y resedimentada (unidad 8) y erosionada en parte por depósitos de canal aluvial (unidad 6). Entre ambos aparece una pequeña cuña coluvial (unidad 7) formada de la mezcla de materiales aluviales y TBJ. A techo de la unidad 6 aparecen dos paleosuelos (unidades 4 y 2) de edad  $840 \pm 68$  y  $167 \pm 20$  cal. años BP respectivamente (Tabla 3.1). Intercalado entre estos paleosuelos aparece una segunda cuña coluvial (unidad 3) datada en  $389 \pm 76$  cal. años BP.

Cubriendo toda la secuencia aparece el suelo actual, que en algunas zonas se encuentra alterado por el hombre debido a la preparación del terreno para los cultivos de maíz y caña de azúcar.

En esta trinchera podemos observar una zona de gran deformación de unos 6 m de ancho con un plano de falla principal vertical, que desplaza todas las unidades presentes en la trinchera a excepción del suelo actual (unidad 1), y multitud de fallas secundarias. Interpretamos que todos los planos de falla presentes en la trinchera convergen en un solo plano en profundidad en base a la geometría que observamos y que es típica de una falla de desgarre en un sector con extensión local. En la base de la trinchera aparecen estrías de falla oblicuas (cabeceo  $15^\circ \pm 5^\circ$  NE) que indican movimientos principalmente dextrales con componente normal. El plano de falla principal presenta un desplazamiento vertical máximo de 1,6 m, que unido a la inclinación de la estría nos indica un salto total máximo de  $6,2 \pm 1,3$  m.

El análisis de la trinchera de El Carmen revela la existencia de tres eventos sísmicos distintos que produjeron rotura superficial (Fig. 3.6). El reconocimiento de estos eventos ha sido posible debido a: 1) la existencia de dos depósitos de cuñas coluviales, que se interpretan como unidades formadas por materiales derivados de los escarpes de falla producidos durante el terremoto; 2) la presencia de una zona de bloques adosada al plano de falla principal. Esta morfología es bastante típica de movimientos en dirección a lo largo de planos de falla de desgarre; 3) la geometría de algunos depósitos que terminan verticalmente contra el plano de falla.

El evento más antiguo, que hemos denominado El Carmen 3 (C3), desplaza el paleosuelo I (unidad 10), la Formación TBJ (unidad 9) y la ignimbrita retrabajada (unidad 8). El desplazamiento producido por este terremoto generó un escarpe de falla que al erosionarse creó la Cuña Coluvial I (unidad 7). Así mismo, debido al evento C3 se formó la estructura en bloques que observamos junto al plano de falla principal.

El evento C3 se produjo después de la deposición de la ignimbrita retrabajada (unidad 8), que es más moderna que TBJ ( $1.478 \pm 64$  cal. años BP), y anteriormente a la sedimentación de los materiales aluviales, que no hemos podido datar pero que son más antiguos que la unidad 4 ( $840 \pm 68$  cal. años BP).

Este evento está asociado a un desplazamiento vertical mínimo de 1 m, lo que implica  $\sim 3,9 \pm 0,8$  m de salto total usando la estría encontrada en los planos de falla.

El segundo evento, El Carmen 2 (C2), se distingue por el desplazamiento que produjo en las unidades 6 y 4 y por la formación de otra cuña coluvial derivada del escarpe de falla (unidad 3). El evento está bien datado debido a la abundancia de materia orgánica encontrada en la cuña coluvial que indica una edad de  $389 \pm 76$  cal. años BP. El desplazamiento vertical de este terremoto es de 0,6 m aproximadamente, que en desplazamiento total supone  $2,3 \pm 0,5$  m.

Por último, el evento más joven que se expone en la trinchera, El Carmen 1 (C1), se ha identificado gracias a la existencia de pequeños desplazamientos en la Cuña Coluvial II (unidad 3) y en el paleosuelo III (unidad 2). C1 puede corresponder al terremoto de febrero de 2001, aunque no todas las ramas de la falla rompan el suelo actual (unidad 1) en la trinchera. La labranza producida en esta zona cada año desde el 2001 ha podido borrar los desplazamientos en la unidad 1. De cualquier manera, podemos afirmar que, al menos, un evento se produjo tras la sedimentación de la Cuña Coluvial II (unidad 3). Este último evento, C1, parece ser de desgarre puro si atendemos a la geometría de los materiales afectados. Esto nos hace muy difícil determinar el desplazamiento total producido por C1, con lo que hemos asumido una rotura similar a la encontrada en las roturas superficiales del terremoto de febrero de 2001 descritas en el capítulo anterior (0,6 m aproximadamente).\*

\* Recientemente, una vez terminada esta tesis, se ha realizado una trinchera sobre la ruptura superficial SR1 (ver capítulo 2) y se ha podido identificar una ruptura en el material más reciente expuesto, que se interpreta asociada al evento de febrero de 2001. Esta ruptura es equivalente a la fractura que se interpreta como el evento C1.

#### Trinchera Olivar

La trinchera Olivar se excavó perpendicularmente a un escarpe de unos 3 m de altura en la parte este del segmento San Vicente de la ZFES (latitud 13° 39' 46" N y longitud 88° 51' 30" W) (Fig. 3.3). En esta zona, la falla desplaza superficies Holocenas excavadas en depósitos de gravas. La estratigrafía que hemos encontrado en la trinchera Olivar es similar a la descrita en la trinchera El Carmen (Fig. 3.8), es importante tener en cuenta que los números que aparecen dentro de cada unidad identifican materiales distintos en cada trinchera.

Varias unidades de Olivar se correlacionan con las de la trinchera El Carmen como la Formación TBJ (numerada en Olivar como unidad 6) o el paleosuelo oscuro de la base (numerada en Olivar como unidad 7), aunque este último material, Paleosuelo I, ha sido datado en  $5.119 \pm 68$  cal. años BP en la trinchera Olivar (Tabla 3.1), algo más joven que en la trinchera El Carmen. La ignimbrita principal de la Formación TBJ no aparece en la estratigrafía de la trinchera Olivar por haber sido erosionada o por no depositarse. Otra diferencia estratigráfica que encontramos entre ambas trincheras es la presencia en Olivar de dos depósitos de gravas (unidades 8 y 9) situadas por debajo del Paleosuelo I. La unidad 9 la hemos datado en  $5.514 \pm 70$  cal. años BP (Tabla 3.1). Sobre la Formación TBJ, y erosionándola en parte, se han desarrollado canales aluviales que han depositando tres unidades distintas (la unidad 5, de  $288 \pm 16$  cal. años BP, la unidad 4 y la unidad 2, de finales del Siglo XX) (Tabla 3.1) e, intercalado con estas, aparece el Paleosuelo II (unidad 3,  $198 \pm 30$  cal. años BP) (Tabla 3.1). El suelo actual (unidad 1) se desarrolla a lo largo de toda la trinchera.



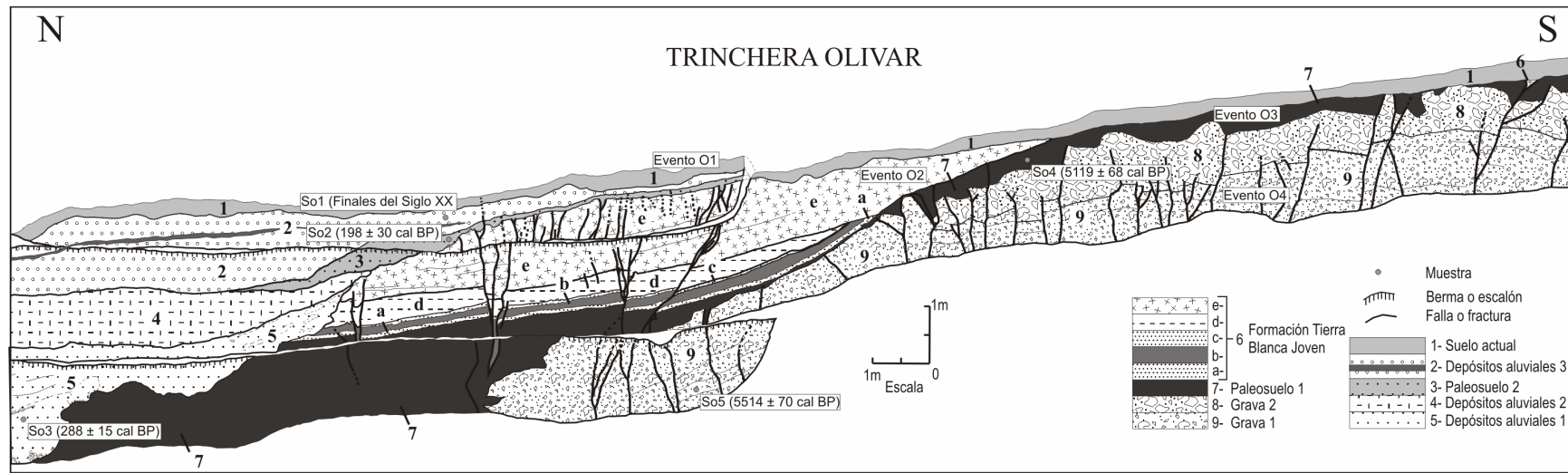


Figura 3.8: Mapa del muro este de la trinchera Olivar y foto de la trinchera.

Mediante el análisis de esta trinchera hemos interpretado cuatro eventos sísmicos que han causado rotura superficial basándonos en las relaciones de corte entre las distintas fallas y en las terminaciones y los desplazamientos de estas. La excavación muestra un gran número de planos de falla que hemos agrupado en tres tipos por su orientación y edad. Los dos tipos de fallas más antiguos (fallas N 70°/50-70° S y fallas N 76°/75-90° N) se encuentran desplazando los dos depósitos de gravas (unidades 8 y 9) y el Paleosuelo I (unidad 7), mientras que las fallas más modernas (fallas N 100°/80-90° N), además de afectar los materiales anteriores, también desplazan a TBJ (unidad 6). Las fallas de dirección NO-SE presentan estrías (cabeceo  $12^\circ \pm 2^\circ$  NO) marcan movimientos de desgarre dextral con componente inverso.

Los tres eventos más antiguos han sido identificados en la parte sur de la trinchera. El terremoto más antiguo, Olivar 4 (O4), lo representa el desplazamiento de los planos de falla N 70°/50-70° S que terminan a la base de la Grava II (unidad 8). El segundo evento (O3) está representado por las fallas N 76°/75-90° N que desaparecen en la base del Paleosuelo I (unidad 7). En algunos puntos de la trinchera, los planos de falla más antiguos (los N 70°/50-70° S) están desplazados por los N 70°/50-70° S, lo que nos ha permitido obtener relaciones de corte. La edad de estos dos eventos descritos (O4 y O3) es anterior a la deposición del Paleosuelo I ( $5.119 \pm 68$  cal. años BP) y posterior a la sedimentación de la unidad 9 ( $5.514 \pm 70$  cal. años BP).

El tercer evento que aparece en la trinchera (O2) desplaza el Paleosuelo I pero no afecta a la Formación TBJ, luego este terremoto se produjo después de  $5.119 \pm 68$  cal. años BP y antes de la sedimentación de TBJ, es decir, antes de  $1.478 \pm 64$  cal. años BP. Por último, el terremoto más moderno, Olivar 1 (O1), lo identificamos por la rotura de la Formación TBJ a favor de planos de falla de dirección N 100° E y buzamiento prácticamente vertical. La edad la limitan TBJ y la unidad 3, es decir, el terremoto es anterior a  $198 \pm 30$  cal. años BP y posterior a  $1.478 \pm 64$  cal. años BP. En la trinchera existen algunas fracturas que atraviesan las unidades 2 y 3. Nosotros interpretamos estas fracturas como posibles fallas con movimientos centimétricos de desgarre dextral puro que pudieron haber sido causadas por el terremoto de El Salvador de febrero de 2001.

Es muy posible que se produjeran más eventos entre los descritos aquí como O4 y O3 pero el gran lapso de tiempo que aparece sin registro en la trinchera ( $\sim 1.200$  años) entre TBJ y la unidad 2 impide otras interpretaciones.

No hemos podido determinar los desplazamientos netos asociados a cada evento para esta trinchera debido a la complejidad de la estructura que genera una zona de deformación muy distribuida, y la cinemática de las fallas, a excepción del evento O1. Para este evento hemos calculado un desplazamiento vertical de 0,7 m acumulado en varios planos de falla que, sumados a los datos de movimiento por las estrías encontradas (cabeceo  $12^\circ \pm 2^\circ$  NO), nos indican un desplazamiento total de  $3,4 \pm 0.5$  m.

### Trinchera Monte

Al igual que Olivar, la trinchera Monte está excavada cortando un escarpe de unos 3 m de alto al este del segmento San Vicente (Fig. 3.3; longitud  $88^\circ 51' 20''$  W y latitud  $13^\circ 39' 47''$  N). La estratigrafía expuesta en la trinchera Monte (Fig. 3.9) es similar a la de Olivar e incluye cuatro depósitos de gravas y arenas intercaladas (unidades 5, 6, 7 y 8) depositadas por debajo de un paleosuelo oscuro (unidad 4) que podemos correlacionar con el Paleosuelo I de la trinchera Olivar (unidad 7 en Olivar de edad  $5.119 \pm 68$  cal. años BP). Por encima de este paleosuelo observamos la secuencia completa de la Formación TBJ (unidad 3) y un depósito de material aluvial (unidad 2). Cubriendo la trinchera se desarrolla el suelo actual (unidad 1).

La excavación deja ver un gran número de planos de falla, al igual que ocurría en la trinchera Olivar. Existen dos orientaciones de fallas principales, las N  $70^\circ/60^\circ$  S y las N  $100^\circ/80-90^\circ$ , que afectan a las unidades 4, 5, 6, 7 y 8, con un desplazamiento vertical mínimo de 3,7 m. En esta trinchera no se observan rupturas de falla afectando a TBJ, lo que significa que no ha habido terremotos después de  $1.478 \pm 64$  cal. años BP o que los eventos recientes se han propagado por las ramas de la falla situadas en la mitad meridional de la trinchera donde TBJ no se preserva.

Según la información que aporta la trinchera hemos interpretado un mínimo de tres eventos sísmicos. El más antiguo, Monte 3 (M3) lo identificamos gracias al movimiento de los planos de falla N  $100^\circ/80-90^\circ$  con un desplazamiento vertical mínimo de 2 m en las unidades 6, 7 y 8. Estas fallas muestran estrías oblicuas (cabeceo  $12^\circ \pm 2^\circ$ ) que indican desplazamientos totales para el evento M3 de  $9,6 \pm 1.5$  m. El segundo y el tercer terremoto (M2 y M1) se identifican por desplazamientos progresivos debido al movimiento de las fallas N  $70^\circ/60^\circ$  S. M2 desplaza la unidad 7 con un movimiento vertical mínimo de 1,3 m. La estría oblicua de cabeceo  $15^\circ \pm 3^\circ$  que aparece en estas fallas nos sugiere desplazamientos totales de  $5 \pm 1,2$  m para M2.

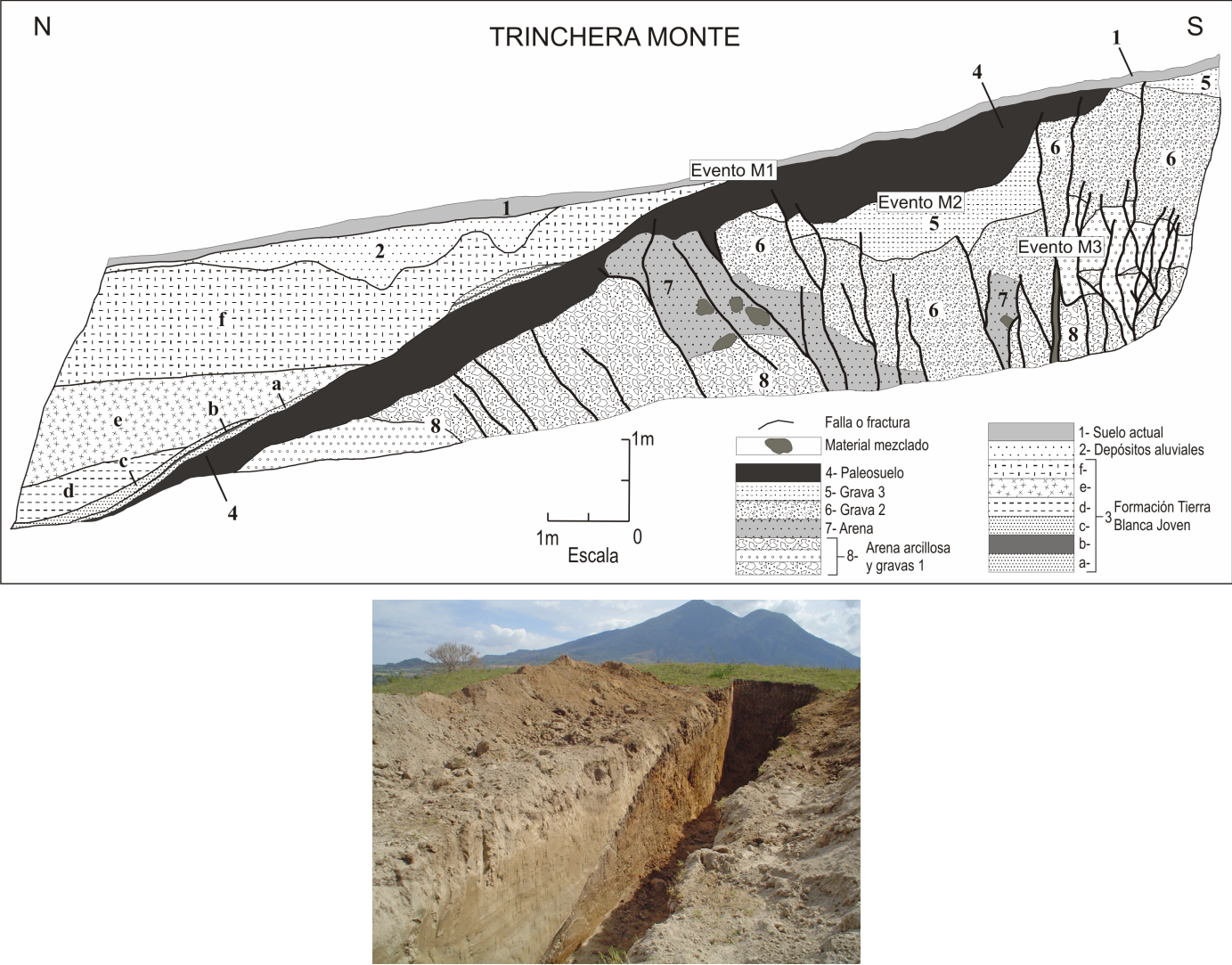


Figura 3.9: Mapa del muro este de la trinchera Monte y foto de la trinchera.

La edad de estos dos eventos más antiguos es difícil de determinar ya que no ha sido posible datar las gravas y arenas que aparecen en la trinchera. Lo que sí sabemos es que son anteriores a la formación del paleosuelo que correlacionamos con una edad de  $5.119 \pm 68$  cal. años BP. Es posible que estos dos eventos sean los mismos que los terremotos antiguos identificados en la trinchera Olivar (O4 y O3) pues las gravas parecen pertenecer al mismo depósito. El evento más moderno en la trinchera Monte (M1) se identifica por un desplazamiento vertical de  $\sim 0,4$  m de las unidades 4, 5 y 6. Creemos que M1 es posterior a la sedimentación de la unidad 4 ( $5.119 \pm 68$  cal. Años BP) y anterior a TBJ ( $1.478 \pm 64$  cal. años BP). El desplazamiento total para este evento basado en la estría (cabeceo  $15^\circ \pm 3^\circ$ ) es de  $1,9 \pm 0,3$  m.

### Trincheras de la zona del Río Desagüe

La mayor parte del segmento San Vicente consiste en una traza de falla bien definida que muestra escarpes geomorfológicos claros. Sin embargo, en la zona del Desagüe, al oeste del segmento, encontramos la falla dividida en al menos tres ramas paralelas (Fig. 3.3). Debido a la alta tasa de erosión que existe en esta zona (el río ha generado gran incisión a lo largo de la traza de la falla) las trazas de las fallas no muestran una buena expresión en superficie y, por ello, nos ha resultado más complicado encontrar un buen punto donde realizar el estudio paleosísmico.

En la zona de Desagüe hemos excavado una trinchera y limpiado y analizado un corte preexistente de materiales a lo largo de un camino, trincheras Desagüe y Camino respectivamente, las dos en la rama situada más al norte de las tres (Fig. 3.3). Se han descrito los materiales encontrados en la zona, así como la distribución de la deformación (la morfología y la estructura de la zona de falla) con el objetivo de añadir algo de información estratigráfica y estructural en un área poco estudiada.

La trinchera Desagüe y el corte en el camino se encuentran a tan solo 50 m de distancia y ambos exponen una estratigrafía similar (Fig. 3.10a). En las zonas más bajas topográficamente se encuentran depósitos fluviales provenientes de materiales volcánicos re TRABAJADOS asociados a canales antiguos. Los canales los encontramos encajados y erosionando una vieja ignimbrita muy cementada (unidad 15). El depósito de canal más antiguo es la secuencia piroclástica Tierra Blanca 3 (TB3) re TRABAJADA. TB3 es el depósito resultante de una gran erupción explosiva de la caldera de Ilopango hace  $\sim 40.000$  años (*Major et al., 2001*).



Esta secuencia consiste en un flujo piroclástico blanco con gran cantidad de pómece, ceniza riódacítica fina y una ignimbrita potente (unidades 11, 12 y 13) depositadas por encima de un paleosuelo que hemos denominado Paleosuelo I (unidad 14; hay que tener en cuenta que no hemos realizado correlación ninguna entre este paleosuelo y los encontrados en las trincheras El Carmen, Olivar o Monte).

Para nuestro estudio hemos asumido que la ignimbrita que encontramos en Desagüe y Camino pertenece a TB3 debido a las similitudes que hemos encontrado en la descripción de esta unidad en otros lugares (comunicación personal de C. Pullinger e informes inéditos del SNET). El resto de los depósitos de canal que encontramos en estas trincheras son materiales más recientes.

En la parte norte de las trincheras (Fig. 3.10b), las unidades 6, 7 y 8 aparecen cubiertas por una cuña coluvial (unidad 5) y por el Paleosuelo III (unidad 4). La unidad 6 contiene gran cantidad de materia orgánica que ha sido muy útil a la hora de asignarle una edad de  $995 \pm 69$  cal. años BP mediante datación con C14. Al sur de la trinchera Camino (Fig. 3.10b), la secuencia de sedimentos de canal se encuentra por encima del Paleosuelo II (unidad 10) con  $7.920 \pm 77$  cal. años BP de edad, que presenta un material intercalado interpretado como una cuña coluvial (unidad 9). Al norte de la trinchera de Desagüe (Fig. 3.10b) y por encima del Paleosuelo III, aparece una segunda secuencia de canal (unidades 2 y 3) que queda cubierta por el suelo actual (unidad 1).



Figura 3.10a: Fotos de las trincheras Desagüe y Camino, izquierda y derecha respectivamente.



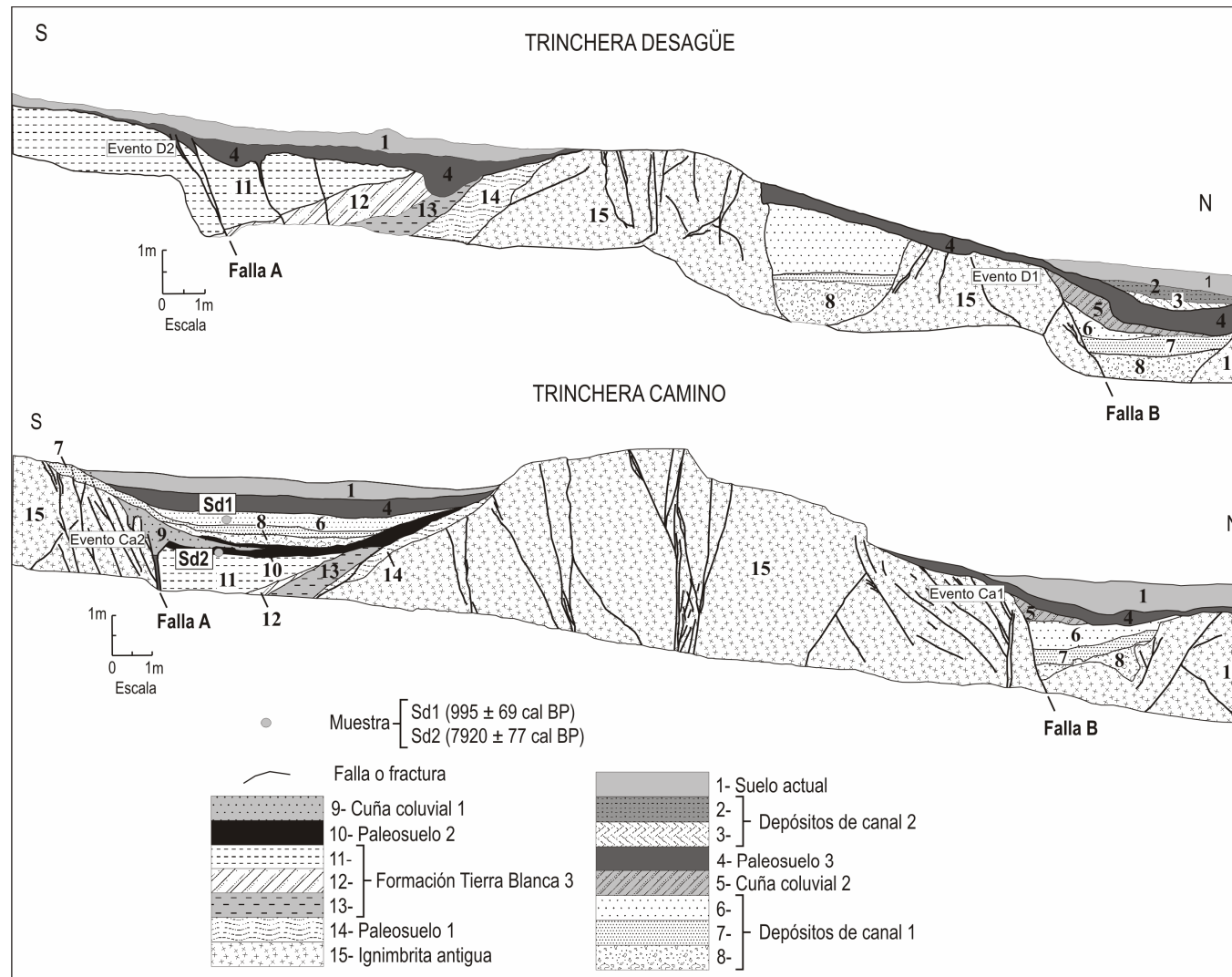


Figura 3.10b: Mapas de las trincheras Desagüe y Camino, muros oeste y este respectivamente.

#### Trinchera Camino

El camino que baja al canal del río Desagüe (Fig. 3.3) corta una superficie con varios cambios de pendiente que pueden ser atribuidos tanto a escarpes de falla como a diferentes niveles de terrazas fluviales (Fig. 3.10b latitud 13° 40' N y longitud 88° 58' W). La pared del corte del camino, de unos 7 m de alto, expone una alta deformación (fallas y fracturas) a lo largo de sus 100 m de pared, aunque nuestro análisis se ha centrado únicamente en los 30 m alineados con la mayor deformación de la trinchera Desagüe. En la parte analizada en detalle existen dos fallas (fallas A y B) que desplazan materiales modernos, el resto de la pared expuesta solo presenta fallas afectando a la ignimbrita antigua. La falla A parece romper hasta la base de la unidad 9, mientras que la falla B desplaza depósitos más modernos, hasta la unidad 5 (Fig. 3.10b).

Basándonos en la información de la trinchera de Camino, hemos interpretado la existencia de un mínimo de dos terremotos con rotura superficial. El evento más antiguo, Camino 2 (Ca2), se identifica por la presencia de la Cuña Coluvial I (unidad 9), formada por la erosión de un escarpe de falla, de edad posterior a  $7.920 \pm 77$  cal. años BP. El evento más reciente (Ca1) lo hemos interpretado por el desplazamiento a lo largo de la falla B y la presencia de la Cuña Coluvial II (unidad 5). El material que aparece debajo de esta unidad se ha datado en  $995 \pm 69$  cal. años BP, por lo que el evento Ca1 se produjo con posterioridad a esa edad. Los modelos de degradación de escarpes predicen que, como primera aproximación, el espesor máximo de la cuña coluvial es aproximadamente la mitad de la altura del escarpe que la generó (*Wallace, 1977*). Usando este criterio interpretamos que el evento Ca2 tuvo un desplazamiento vertical mínimo de 1 m, mientras que el de Ca1 fue de 0,5 m. Las estrías oblicuas (cabeceo  $20^\circ \pm 2^\circ$ ) y las medidas de desplazamientos oblicuos obtenidas en la trinchera nos indican un desplazamiento total de  $2,9 \pm 0,3$  m para Ca2 y de  $1,7 \pm 0,2$  m para Ca1.

Los valores aquí calculados son valores mínimos ya que, debido a la falta de registro, no hemos podido determinar si existen más fallas afectando a los materiales en el intervalo entre los dos eventos anteriormente descritos. Algunas de las fracturas que aparecen hacia el extremo sur de la trinchera Camino, al sur de la falla A, afectan a la unidad 7 y al suelo actual. Hemos interpretado estas fracturas como caracteres secundarios que podrían estar producidos por la vibración generada por un terremoto en esta zona, que pudo haber sido el de febrero de 2001. La trinchera excavada recientemente, aunque está a falta de ser analizada, parece corroborar esta hipótesis.

## Trinchera Desagüe

La trinchera Desagüe, situada al oeste de la trinchera Camino ( $13^{\circ} 40' N$  latitud,  $8^{\circ} 58' 3'' W$  longitud), está excavada sobre la misma superficie (Fig. 3.10a). La trinchera tiene 30 m de largo y 7 de profundidad y, al igual que la trinchera anteriormente descrita, presenta dos zonas de cizalla principales que desplazan sedimentos modernos (fallas A y B) y una gran cantidad de fracturas y fallas distribuidas por toda la ignimbrita antigua. En esta trinchera se pueden identificar dos eventos con rotura superficial. La falla A, al sur de la trinchera, se detiene en el Paleosuelo III (unidad 4) y desplaza TB3 lo que indica un primer evento, Desagüe 2 (D2), de edad inferior a 40.000 años. La cantidad de desplazamiento producida en este evento es muy difícil de determinar, ya que parece haber sido un terremoto con movimiento de desgarre horizontal puro. La falla B, al norte de la trinchera, es muy similar a la que aparece en la trinchera Camino, tiene la misma estructura y afecta a los mismos depósitos. Esto nos hace suponer que la cuña coluvial (unidad 5) nos está indicando el mismo evento moderno que observábamos en la trinchera Camino. Este segundo evento, Desagüe 1 (D1), equivale entonces a Ca1 y es posterior a  $995 \pm 69$  cal. años BP. El desplazamiento vertical mínimo de este evento es de 0,6 m aproximadamente y el salto total, usando la estría encontrada en el plano de falla, es de  $2 \pm 0,2$  m como mínimo.

### 3.3. HISTORIA PALEOSÍSMICA Y VELOCIDAD DE LA FALLA

Como ya hemos descrito, San Vicente es un segmento de la ZFES con un plano de desgarre principal de dirección aproximada N 87° E en la mayoría de su recorrido, salvo en la parte occidental (área del río Desagüe), donde la deformación se distribuye en al menos tres ramas paralelas. Este segmento también incluye fallas de desgarre secundarias, de dirección NO-SE y que pueden absorber parte de la deformación de desgarre. La complejidad de la estructura en algunas zonas y el carácter fragmentario del registro sedimentario ha hecho difícil correlacionar los eventos que hemos identificado en todas las trincheras.

En este apartado presentamos la historia de ruptura del segmento San Vicente de la ZFES (Fig. 3.11), basándonos en los datos obtenidos a partir de las trincheras paleosísmicas. Hemos interpretado que, al menos, se han producido siete grandes eventos sísmicos con ruptura superficial en los últimos 8.000 años, alguno de los cuales posiblemente afectó al segmento entero. Las rupturas que hemos asignado a cada evento varían desde 0,6 a 9,6 m de desplazamiento total de desgarre dextral. Es posible que los grandes desplazamientos por evento (DPE), como los 5 m o los 9,6 m observados para los eventos 5 y 6 respectivamente (columna “Total” en figura 3.11), representen más de un evento cada uno o que muestren eventos sísmicos que han reactivado dos o más segmentos de la ZFES. En nuestra interpretación, no hemos considerado los DPE sacados de las trincheras de la zona de Desagüe, ya que la deformación en esta área está claramente distribuida en varias ramas y nuestro trabajo no ha caracterizado toda la deformación reciente en esta zona. En esta tesis solo hemos utilizado la información de la zona de Desagüe para evaluar si algún evento descrito en Verapaz pudo haberse propagado hasta el lago Ilopango.

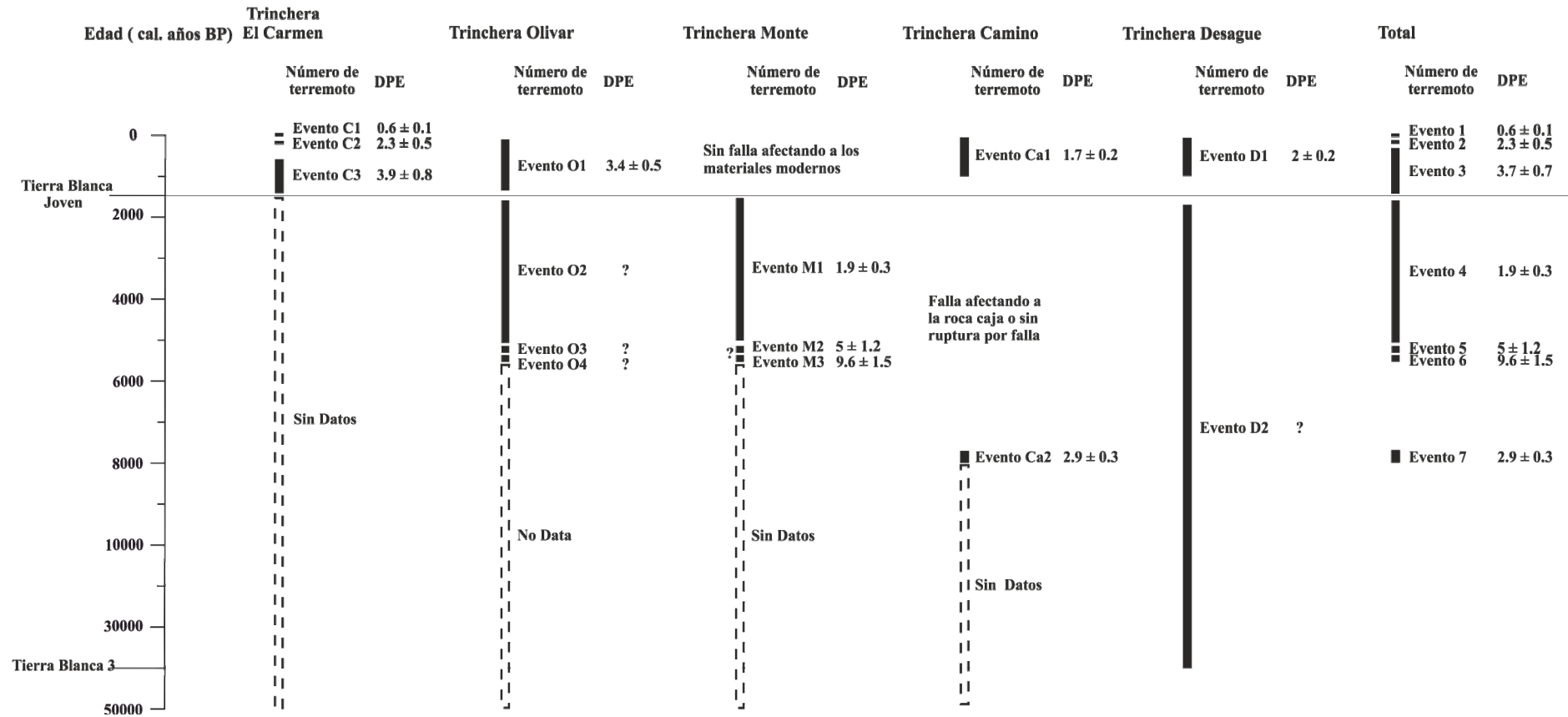


Figura 3.11: Esquema resumen del tamaño y la edad de las rupturas de falla en las cinco trincheras del segmento San Vicente de la Zona de Falla de El Salvador (ZFES). En la última columna se muestran los resultados totales sumando todos los eventos.

Hemos interpretado que el evento 1 (última columna en Fig. 3.11) corresponde al terremoto de febrero de 2001. Esta afirmación parece clara en la trinchera El Carmen (evento C1), aunque en las otras trincheras excavadas es muy difícil de identificar por diversos motivos: a) la rotura pudo no haber alcanzado la superficie a lo largo de todo el segmento. Existe una expresión desigual de la ruptura en superficie y grandes cambios de DPE como ya documentamos en el capítulo anterior; b) es posible que no se aprecien los desplazamientos en los suelos actuales debido a la alta alteración que sufren en la preparación de las tierras de cultivo realizada por el hombre. En el capítulo anterior, argumentamos nuestra idea de que este evento rompió todo el segmento San Vicente y le asignamos un desplazamiento máximo horizontal puro de 0,6 m; c) el desplazamiento horizontal de 50 cm es difícil de observar en un corte vertical si no es como fisuras o fracturas, sobretodo cuando los materiales son masivos y homogéneos como las tefras.

La falta de evidencias claras de la existencia del evento 1 en la mayoría de nuestras trincheras indica que terremotos de tamaños similares ( $M_w$  6.6) o menores al de febrero de 2001 son difícilmente reconocibles en las trincheras paleosísmicas. En base a esta observación, consideramos que estamos perdiendo el registro de los terremotos de desgarre dextral puro de tamaño moderado producidos por la rotura de la ZFES. Por ello, los resultados que obtengamos de velocidad y de DPE han de ser tenidos en cuenta como valores mínimos y los intervalos de recurrencia como valores máximos. Como ya hemos comentado anteriormente, en el momento de terminar la edición de esta tesis se excavó una trinchera ~3 km al oeste de la trinchera El Carmen que podría confirmar la ruptura superficial del terremoto de 2001.

El evento 2 (Fig. 3.11) está representado por el evento C2 y presenta un desplazamiento de  $2,3 \pm 0,5$  m. Los eventos Ca1 y D1 pueden representar también el evento 2 pero, como hemos dicho anteriormente, solo vamos a usar los datos de las trincheras Desagüe y Camino para estimar las longitudes de ruptura posibles y no para el cálculo del DPE debido al estilo de la deformación de la falla en esta zona.

El evento 3 (Fig. 3.11) está representado por C3. La correlación de los eventos 2 y 3 con los obtenidos en la trinchera Olivar es incierta ya que O1 se puede correlacionar con C2 o con C3 en cuanto a edad. Teniendo en cuenta la cantidad de desplazamiento, creemos que es más probable que O1 se correlacione con el evento 3 y por ello le asignamos un deslizamiento máximo de aproximadamente  $3,7 \pm 0,7$  m (media entre los eventos C3 y O1).



En la trinchera Monte no hayamos rupturas afectando a los materiales recientes pero pueden haberse dado terremotos posteriores a la sedimentación de TBJ en otras fallas en el extremo sur de la trinchera afectando únicamente a los materiales más antiguos o puede que las últimas rupturas se dieran en planos de falla que no han sido expuestos en la trinchera.

El evento 4 (Fig. 3.11) comprende los eventos O2 y M1 y le hemos asignado un desplazamiento aproximado de  $1,9 \pm 0,3$  m. Debido a la falta de registro estratigráfico que tenemos en las trincheras Olivar y Monte, es posible que se produjera más de un terremoto en el período que va desde los 5.100 años hasta la sedimentación de TBJ. Este hecho lo tendremos en cuenta más adelante, a la hora de asignar los intervalos de recurrencia.

Los eventos 5 (O3 y M2) y 6 (O4 y M3) generaron desplazamientos grandes ( $5 \pm 1,2$  m y  $9,6 \pm 1,52$  m, respectivamente), lo que podemos interpretar como que representan dos o más eventos cada uno con desplazamientos más pequeños que no hemos podido separar en el tiempo con los datos de las trincheras. También pueden indicarnos grandes rupturas que implican el movimiento de varios segmentos de la ZFES. Este punto será analizado más profundamente más adelante. La correlación de los eventos 5 y 6 con la zona del Desagüe es difícil debido a la mala resolución en cuanto a la edad de los eventos que tenemos en las trincheras de esta zona y por el carácter distribuido de su deformación. La falta de terremotos registrados en la trinchera Camino en el momento de producirse los eventos 5 y 6 registrados en la zona de Verapaz no implica necesariamente que la rotura no llegara hasta la zona de Desagüe, pues es posible que se reactivase otra rama de la falla en esta zona que no hemos analizado paleosísmicamente. El evento más antiguo, el evento 7 (Fig. 3.11), solo aparece en una de las trincheras analizadas (las otras trincheras presentan secuencias estratigráficas más jóvenes) y tiene un desplazamiento aproximado de  $2,9 \pm 0,3$  m.

Para realizar la caracterización sísmica de la falla hemos estimado unas velocidades de movimiento a partir de los desplazamientos horizontales y verticales obtenidos de la cartografía detallada de las trincheras. Estos datos nos aportan información sobre geometría y orientación del plano de falla y de la orientación de las estrías cerca de la superficie e indican velocidades muy constantes de desgarre dextral para la falla desde hace 8.000 años con un valor medio de  $\sim 4$  mm/año (Tabla 3.2).

TABLA 3.2. Tasas de desplazamiento dextral mínimo (mm/año) para el segmento San Vicente de la Zona de Falla de El Salvador, sacados de las trincheras.

Fuente	Desplazamiento	Edad (aprox.)	Velocidad
Trincheras	$6 \pm 1$ m	Los últimos 1.500 años	$4.1 \pm 0.6$
	$23 \pm 4$ m	Los últimos 5.500 años	$4.1 \pm 0.7$
	$26 \pm 4$ m	Los últimos 8.000 años	$3.2 \pm 0.5$

Los 4 mm/año de movimiento dextral del segmento San Vicente difieren de las velocidades intersísmicas aportadas en los modelos cinemáticos regionales basados en velocidades de GPS propuestos por *DeMets* (2001) y *Correa-Mora et al.* (2009) y también de las estimaciones geológicas de deslizamiento dextral durante el Holoceno propuestas por *Corti et al.* (2005). En estos trabajos se proponen velocidades en torno a los 11 mm/año para la zona de falla. Sin embargo, estas velocidades GPS de carácter regional en realidad nos indican la velocidad de movimiento total del bloque de pro-arco limitado por la ZFES, es decir, incluye la deformación de una banda de más de 40-50 km de anchura, mientras que nuestros datos solo nos informan de la velocidad de la falla principal (y en concreto de un segmento de esta).

Por esto consideramos que ese exceso de velocidad puede estar causado por la distribución de la deformación en las fallas secundarias que también forman parte de la ZFES, así como en la deformación interna del bloque de pro-arco. Por otro lado, otra parte de la diferencia entre la velocidad geológica (paleosísmica) y la velocidad GPS (intersísmica) puede ser consecuencia de los vacíos que tenemos en nuestro registro de deformaciones paleosísmicas debido a la dificultad a la hora de identificar y caracterizar los terremotos de magnitudes menores de Mw 6.6 en las trincheras. La velocidad de la falla estimada por *Corti et al.* (2005) se basa en la medida de desplazamientos de ríos a lo largo del segmento Berlín de la ZFES. La deformación del segmento Berlín parece estar más concentrada en la falla principal con la presencia de fallas secundarias mucho menos activas que en el segmento San Vicente. Es por ello razonable pensar que la traza principal tendrá mayor velocidad en esta zona, explicando así la diferencia de velocidad en ese sector. Por otra parte, los resultados preliminares (aún inéditos) de la red de GPS ZFESNET (*Staller et al.*, 2008), que incluye 25 estaciones de medida rodeando la ZFES, indican que la velocidad de movimiento a lo largo de la falla principal es de 4-5 mm/año (Staller, comunicación personal), lo que resulta coherente con nuestros datos paleosísmicos.

### 3.4. DESPLAZAMIENTOS POR EVENTO E IMPLICACIONES DE LA SEGMENTACIÓN DE LA ZFES

El único evento histórico asociado claramente a la ruptura del segmento de San Vicente de la ZFES es el terremoto de El Salvador de febrero de 2001 (Mw 6.6). En el capítulo anterior le asignamos un DPE de 0,6 m y una longitud de rotura superficial de unos 20 km. Sin embargo, el estudio paleosísmico indica valores de DPE asociados a las rupturas previas en la falla de unos 2 ó 3 m, pudiendo llegar a tener hasta 9,6 m. No se ha podido comprobar si el valor de 9,6 m equivale a uno o varios eventos sísmicos, luego debemos considerarlo con cautela, pero es probable a partir de las evidencias paleosísmicas que el segmento San Vicente pueda, en ocasiones, reactivarse junto con otros segmentos generando magnitudes superiores a 7.0.

Para investigar los posibles modelos de segmentación, hemos estimado los DPE y las magnitudes de los terremotos que serían esperables en función de las longitudes de falla cartografiadas. Este análisis lo hemos llevado a cabo usando relaciones de escala empíricas (*Wells y Coppersmith, 1994* y las ecuaciones de *Webb* en *Stirling et al., 2008*; Tabla 3.3) y hemos comparado los resultados con los DPE obtenidos en nuestras trincheras y con el modelo de segmentación propuesto para la ZFES en el capítulo anterior, en el que identificábamos cinco segmentos distintos para la ZFES en base a la morfología y la estructura (segmentos Oeste, San Vicente, Lempa, Berlín y San Miguel en la figura 2.4).

Los DPE pueden variar en eventos sucesivos para el mismo tamaño de terremotos en una zona debido a la variabilidad natural de los procesos de rotura (*Yeats et al., 1997* y *Hecker y Abrahamson, 2004*), pero las variaciones también dependen de si un segmento se reactiva individualmente ó a la vez que otros segmentos contiguos de la falla, lo que produce tamaños de terremotos distintos. En este último caso, la variabilidad en los DPE está relacionada con cambios en el tamaño del terremoto, es decir, cambios en la longitud de la ruptura. Para las relaciones empíricas que hemos usado, valores de DPE de 0,6 m implican rupturas de ~ 20 km, lo que corresponde con la ruptura del segmento San Vicente de forma individual, mostrando lo ocurrido durante el terremoto de febrero de 2001.

Valores de DPE de 2 m implican longitudes de ruptura de 50 km aproximadamente, lo que puede corresponder con una rotura combinada de los segmentos Lempa y San Vicente. Valores de DPE del orden de 3 m implican rupturas de 70 km que en nuestro caso se alcanzarían con la reactivación de los segmentos San Vicente, Lempa y Berlín juntos. Longitudes de rupturas de ~100 km, necesarias para producir desplazamientos de 5 m, pueden corresponder con la ruptura de todos los segmentos de la ZFES desde el lago Ilopango hasta el golfo de Fonseca (segmentos San Vicente, Lempa, Berlín y San Miguel). Por último, aquellos asociados a DPE de más de 9 m implican rupturas de ~140 km y sugieren terremotos que rompen los cinco segmentos de la ZFES y magnitudes  $M_w$  mayores de 7.5.

Hemos de hacer hincapié en que nuestras estimaciones de los DPE presentan una elevada incertidumbre, puesto que las hemos obtenido usando los desplazamientos verticales de las trincheras y las orientaciones de las estrías. Hemos de ser cautelosos a la hora de utilizar los datos sobre todo con los DPE de 5 y 9 m, los cuales han sido calculados en materiales más antiguos (~8.000 años) y debido a la suma de los desplazamientos en varios planos de falla. Además, no podemos obviar la posibilidad de que estos desplazamientos representen más de un evento como ya hemos explicado con anterioridad. Por todo ello, solo utilizaremos los desplazamientos menores de 3,2 m como DPE representativos de los terremotos asociados a la ruptura de la ZFES. Incorporando estos datos a nuestras estimaciones preliminares de modos de ruptura, hemos interpretado que la ZFES se ha reactivado al menos con tres tamaños de desplazamiento por evento (DPE) distintos en los últimos 1.500 años: 0,6 m, ~2 m y ~3 m, lo que significa la ruptura de 1, 2 o 3 segmentos respectivamente (para los eventos 1, 2 y 3 de la figura 3.11).

### 3.5. MAGNITUDES MÁXIMAS GEOLÓGICAS, RECURRENCIA Y SISMICIDAD HISTÓRICA: IMPLICACIONES PARA LA PELIGROSIDAD SÍSMICA

Anteriormente hemos mostrado que los valores de DPE obtenidos de la longitud de ruptura de la ZFES eran coherentes con los DPE obtenidos de las trincheras, con el rango típico de incertidumbre propio de las fallas de desgarre. Podemos entonces utilizar las longitudes de falla cartografiadas para calcular las magnitudes máximas geológicas de los terremotos que han podido generar la ruptura de la falla mediante relaciones de escala. En la tabla 3.3 aparecen valores de magnitudes  $M_w$  distintos para las distintas longitudes de rotura superficial que varían desde los  $M_w$  6.6 hasta  $M_w$  7.7 procedentes de las relaciones empíricas de *Wells y Coppersmith* (1994) y de *Webb* (*Stirling et al., 2008*). Ambas relaciones usan la ruptura superficial de la falla. La ecuación de *Webb* es una relación de escala con límite en cuanto al ancho de rotura de falla que se ha usado para fallas normales y para zonas con velocidades de movimiento bajas en terrenos volcánicos. Los resultados que obtenemos son muy similares a los calculados mediante las relaciones de *Wells y Coppersmith* para la ZFES (Tabla 3.3).

Los resultados de ambas ecuaciones son coherentes con los datos sísmicos del terremoto de febrero de 2001 y con el modelo de distribución de deslizamiento cosísmico sobre el plano de falla creado por *Kikuchi y Yamanaka* (2001) para este mismo terremoto (ver capítulo 2), y también coinciden con lo que hemos observado en las trincheras y a nivel morfológico y estructural. Esto afianza los resultados de nuestro trabajo en cuanto a la caracterización de la falla.

El estudio paleosísmico de la ZFES que hemos llevado a cabo sugiere que se han producido, al menos, dos terremotos de magnitudes  $M_w > 7$  relacionados con las fallas del arco volcánico. Este resultado tiene implicaciones muy importantes en el riesgo sísmico de El Salvador, ya que la ocurrencia de grandes terremotos superficiales (< 20 km de profundidad epicentral) a lo largo del arco volcánico es capaz de generar gran cantidad de daños y destrucción a un nivel hasta hoy no esperado.

3.6. Magnitudes máximas geológicas, recurrencia y sismicidad histórica: implicaciones peligrosidad sísmica

TABLA 3.3. Desplazamientos por evento (DPE) y magnitudes de terremotos derivadas de relaciones de escala a partir de las longitudes de la ZFES cartografiadas.

Longitudes	Longitud de Rotura Superficial (km)	$M_w^*$	DPE (m) calculado	$M_w^\dagger$
Segmento San Vicente	21	6.6	0.5	6.7
Segmentos San Vicente y Lempa	49	7	1.8	7.2
Segmentos San Vicente, Lempa y Berlín	73	7.2	3.2	7.4
Zona de Falla de El Salvador (desde el lago Ilopango hasta el golfo de Fonseca)	123	7.5	7.7	7.7

\* Regresiones empíricas de *Wells y Coppersmith, 1994*.  $M_w = 5.16 + 1.12 \log SRL$ , donde  $SRL$  = longitud de rotura superficial (km) y  $M_w$  = magnitud momento.  $M_w = 6.81 + 0.78 \log SED$ , donde  $SED$  = desplazamiento por evento (m).

†  $M_w = 4.18 + 2/3 \log (W) + 4/3 \log (L)$  (*Stirling et al., 2008*), donde  $W$  = profundidad sismogénica (10-15 km), y  $L$  = longitud de rotura superficial (km).

Hasta el momento, los terremotos históricos de  $M_w > 7$  que han tenido lugar en El Salvador registrados en los catálogos regionales y locales han sido siempre atribuidos a la actividad sísmica de la zona de subducción (*White et al., 1987; Dewey y Suarez, 1991; White y Harlow, 1993; Harlow et al., 1993*) producida por dos mecanismos distintos: 1) el empuje de la placa y la rotura de la zona de Wadati-Benioff y; 2) la formación de fallas normales debido a las fuerzas de extensión por la tracción o la flexión de la placa que subduce. Los terremotos históricos producidos en la zona continental y el arco volcánico han sido identificados como terremotos de magnitud moderada, siempre de  $M_w < 7.0$ . Según *White et al. (2004)*, la intensidad máxima en la escala Mercalli Modificada (MM) producida por los eventos generados en la corteza superior y los generados en las zonas de subducción son similares en la región de El Salvador (entre VII y IX). Por ello, esto no ha podido ser un criterio para asignar un origen u otro a los terremotos históricos en el país. El criterio para asignar una fuente sísmica específica a los eventos históricos fue el área de la isosista de intensidad MM VII.



Para terremotos corticales se ha considerado que el área con intensidad MM VII es menor de  $600 \text{ km}^2$ , mientras que para los grandes eventos sísmicos relacionados con la zona de subducción, el área ha de ser mayor que  $10.000 \text{ km}^2$  (*White et al., 2004*). Sin embargo, el terremoto de desgarre sinistral de Guatemala de febrero de 1976 (Mw 7.5) generado por la falla de desgarre de Motagua-Polochic, con una longitud de rotura superficial total de alrededor de 250 km, fue un terremoto superficial (5-20 km de profundidad epicentral) con un área de intensidad MM VII de  $> 10.000 \text{ km}^2$  (*White y Harlow, 1993*). Esto significa que el criterio usado por la mayoría de los autores para asignar la fuente sísmica no es del todo adecuado y que podemos considerar que los terremotos del arco volcánico salvadoreño con magnitudes  $M_w > 7$  podrían producir grandes áreas de intensidad MM VII.

Los datos obtenidos de las trincheras nos indican una recurrencia media para grandes terremotos ( $M_w > 7$ ) a lo largo de la ZFES de  $\sim 750$  años para los últimos 1.500 años (eventos 2 y 3, ver figura 3.11).

El comienzo del registro histórico de terremotos en el país se remonta 500 años atrás, con lo que es posible que el evento 2 (Fig. 3.11) que hemos identificado en las trincheras pueda haber quedado reflejado en los documentos históricos. Para tratar de identificarlo hemos revisado los catálogos sísmicos históricos e instrumentales (accesibles en la red en las paginas: <http://www.elsalvador.com/noticias/terremoto/cronologia.htm>, <http://neic.usgs.gov/>, <http://www.snet.gob.sv/ver/sismologia/registro/estadisticas/>, y <http://www.isc.ac.uk/>), hemos recopilado libros y artículos de datos sísmicos (*Lardé, 1978; Harlow et al., 1993; White y Harlow, 1993; Peraldo y Montero, 1999; Ambraseys y Adams, 2001; Dewey et al., 2004; White et al., 2004*). En esta revisión bibliográfica hemos encontrado que algunos terremotos históricos han podido ser asociados erróneamente a la actividad en la zona de subducción. El evento 2 obtenido de las trincheras se produjo entre el año 1485 y el 1803 AD., lo que podría encajar con el terremoto de 1719 registrado en los catálogos históricos.

La zona de subducción ha sido propuesta como la fuente sísmica de este evento por *White y Cifuentes (1988)*, *White y Harlow (1993)*, *Peraldo y Montero (1999)* y *White et al. (2004)*, asumiendo un área de intensidad MM VII de  $9.243 \text{ km}^2$  (Fig. 3.12) y una magnitud  $M_s$  de 7.2. El mapa de isosistas (Fig. 3.12) muestra la apertura de la isosista de VII hacia el sur. Sin embargo, no hemos encontrado ninguna descripción de daños o efectos producidos por este terremoto al sur de El Salvador.

Pensamos por ello que la representación de la isosista en el mapa se debe más bien a que su autor prejuzga que la actividad en la zona de subducción es el origen del terremoto. Hay que tener en cuenta que la ZFES no fue descrita hasta 2004, luego los autores de los mapas de isosistas no consideraban la posibilidad de un terremoto tan importante en la zona volcánica.

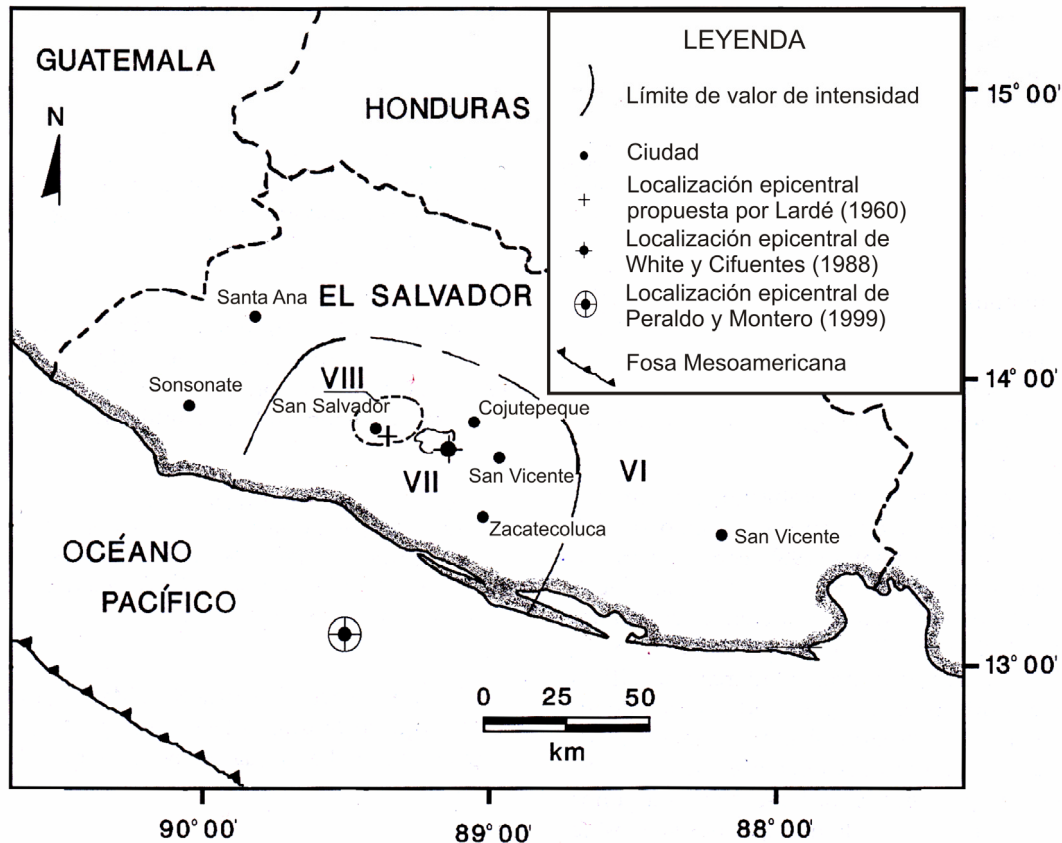


Figura 3.12: Mapa con la distribución de intensidades MM y las isosistas de VII y VIII producidas durante el terremoto de El Salvador de 1719, modificado de *Peraldo y Montero* (1999).

Por otra parte, la descripción de los efectos producidos por el terremoto en los alrededores de las ciudades de San Salvador y San Vicente (*Lardé, 1978; Peraldo y Montero, 1999*) es muy similar a la referida tras el terremoto de febrero de 2001 (Apéndice B). *Lardé* (1978) y *Peraldo y Montero* (1999) han recopilado descripciones de “grandes fracturas, zonas licuefactadas y emanaciones de gases de azufre” producidas durante el terremoto de 1719 y también recogen descripciones de la destrucción de numerosos edificios, iglesias y monasterios, especialmente en las ciudades de San Salvador y San Vicente.

Estos autores también hacen constar el elevado número de sismos premonitorios y réplicas ocurridas en la zona. Se cree que el bajo número de muertos que produjo este terremoto (7 personas) fue debido a la existencia de más de 150 terremotos premonitorios que alertaron a la población.

Toda esta información nos lleva a pensar que la fuente de este terremoto de 1719 puede estar relacionada con alguna falla del arco volcánico salvadoreño y que nos encontremos ante un gran terremoto ( $M_w > 7$ ) superficial. Nuestros estudios paleosísmicos sugieren que la fuente sísmica de este terremoto podría ser la falla principal de la ZFES a través de la reactivación del segmento San Vicente (la misma zona donde se produjo el terremoto de febrero de 2001), además de alguno de los segmentos adyacentes.

Otra posibilidad es que el evento 2 obtenido en el estudio de trincheras se correlacione con el terremoto de 1748. *White y Cifuentes* (1988) y *White et al.* (2004) han estimado que este evento tuvo una magnitud de 7.1 y sugieren su origen en la actividad sísmica de la zona de subducción, pero *Harlow et al.* (1993) y *Peraldo y Montero* (1999), consideran que los daños producidos por este terremoto están muy concentrados (Apéndice B) en los alrededores del lago Ilopango (Fig. 3.13), lo que apuntaría a un origen más local.

Para determinar si uno de estos dos terremotos o algún otro se corresponde con el evento 2 que obtenemos del estudio paleosísmico, se hace necesario un estudio mucho más exhaustivo y profundo de los documentos históricos y los catálogos sísmicos de El Salvador. En este capítulo hemos tratado de dejar constancia de la necesidad de dicho estudio para una mejor caracterización de la peligrosidad y el riesgo sísmico en la zona.

3.6. Magnitudes máximas geológicas, recurrencia y sismicidad histórica: implicaciones peligrosidad sísmica

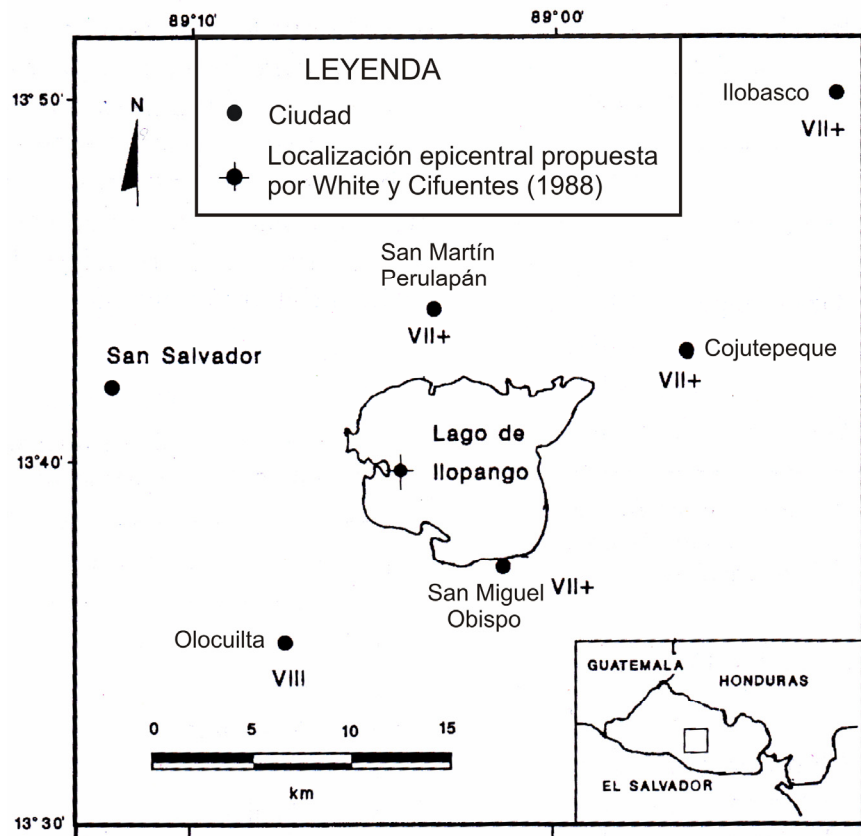


Figura 3.13: Mapa con la distribución de intensidades MM producidas durante el terremoto de El Salvador de 1748, modificado de *Peraldo y Montero* (1999).

Por otra parte, hemos analizado la sismicidad histórica en El Salvador (catálogo de terremotos en Apéndice B) desde 1524 hasta la actualidad tratando de identificar eventos de  $M_w$  6.0-6.6 (similares al terremoto de febrero de 2001) asociados a las fallas del arco volcánico ya que no hemos podido dar un intervalo de recurrencia para terremotos de  $M_w < 6.6$  a partir de los datos obtenidos de las trincheras. Para algunos terremotos, como los de 1719 y 1748, hemos optado por una de las dos opciones de fuente sísmica dadas por los distintos autores (origen en la actividad sísmica de la zona de subducción u origen en la sismicidad relacionada con las fallas del arco volcánico). También hemos recopilado información sobre las localizaciones epicentrales y la hemos proyectado en la figura 3.14 junto con los datos de terremotos superficiales del Siglo XX relocalizados.

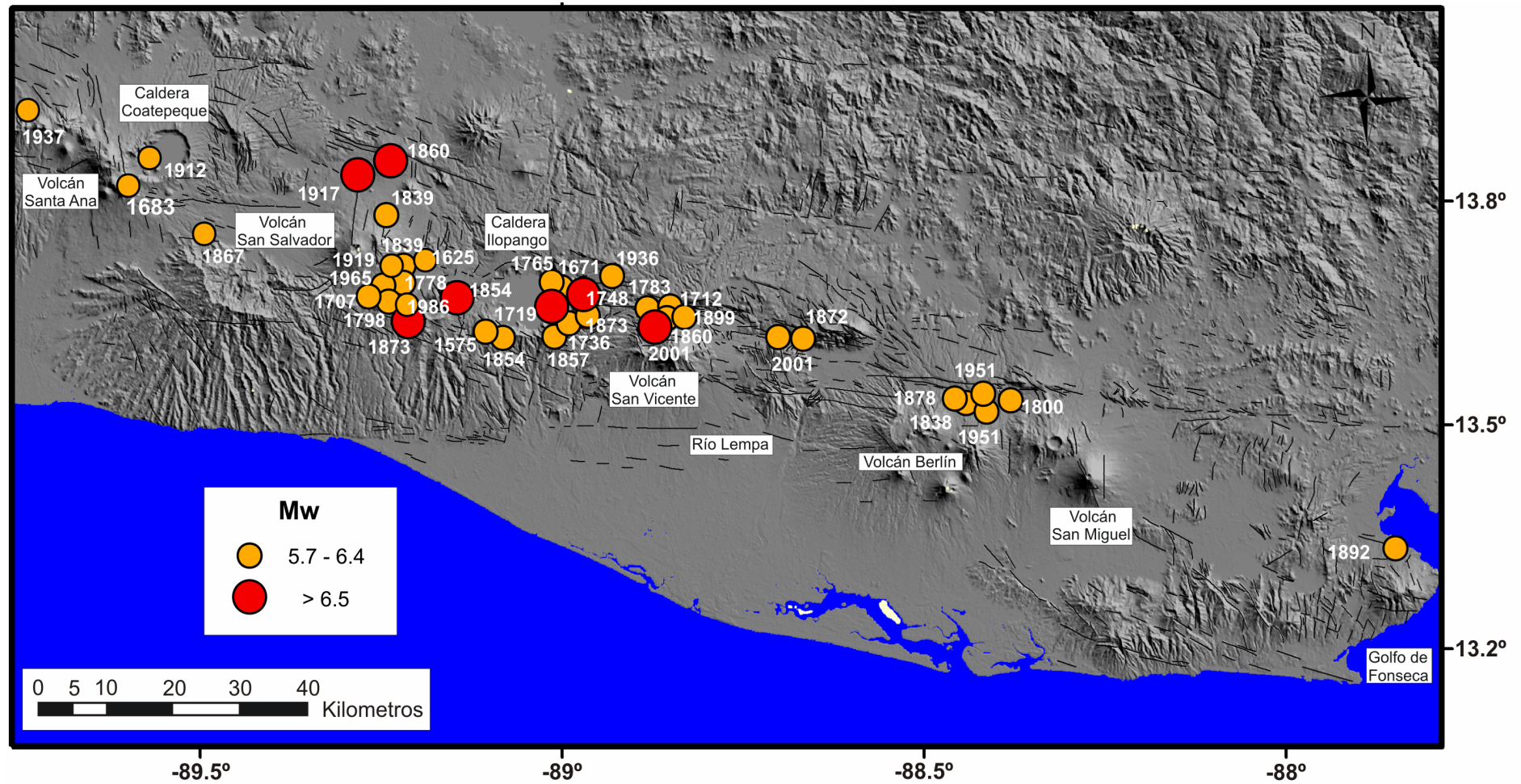


Figura 3.14: Sismicidad total en El Salvador desde el año 1524 al 2008 para magnitudes  $M_w > 5.7$  recopiladas para este estudio del catálogo completo del SNET, de *Lardé* (1978) y de *Peraldo y Montero* (1999). La localización epicentral de los terremotos antes del 1900 está basada en efectos locales y por ello tiene gran incertidumbre.

Considerando que todos los terremotos representados en la figura 3.14 estuvieran asociados a la rotura de la ZFES (y teniendo en cuenta que la zona de falla tiene una anchura de  $\sim 15$  km), hemos obtenido un intervalo de recurrencia para terremotos de magnitudes intermedias ( $M_w$  5.7-6.4) de  $15 \pm 5$  años para toda la ZFES. Si consideramos solamente los terremotos localizados en los alrededores del segmento San Vicente (siendo muy cautelosos, pues existe una gran incertidumbre en la localización epicentral para los terremotos históricos), la recurrencia del segmento San Vicente es de unos  $25 \pm 5$  años para el mismo período de tiempo. La recurrencia media de la ZFES para terremotos de  $6.5 < M_w < 7.0$ , basándonos en nuestro estudio de sismicidad histórica, sería de  $\sim 40 \pm 10$  años.

Estos resultados son una primera aproximación a la recurrencia de la ZFES. Como ya hemos apuntado anteriormente, se hace necesario una revisión de los análisis de la sismicidad histórica anterior al Siglo XX para caracterizar mejor tanto las fuentes sísmicas como las localizaciones epicentrales de los terremotos a tenor de los nuevos conocimientos acerca de la estructura de la ZFES y de su actividad paleosísmica.

Así mismo, es importante remarcar que nuestro trabajo, aunque pionero en cuanto a estudios paleosísmicos en la ZFES, se ha centrado, casi exclusivamente en el segmento San Vicente en cuanto a los grandes terremotos se refiere. Los estudios de la ruptura de la falla a lo largo de otros segmentos de ésta son necesarios para corroborar las cuantificaciones aquí expresadas sobre los parámetros de la falla y para refinar las estimaciones de la peligrosidad de dicha falla en su conjunto.



### 3.6. CONCLUSIONES DEL ANÁLISIS PALEOSÍSMICO

Los primeros estudios paleosísmicos llevados a cabo en El Salvador, a lo largo de la ZFES, indican que las principales fallas en esta zona forman parte de un sistema de desgarre dextral capaz de generar terremotos de magnitudes que pueden llegar hasta Mw 7.7. Este resultado difiere de lo hasta la fecha definido para la sismicidad de El Salvador, donde los terremotos de magnitudes  $M_w > 6.5$  han sido siempre asociados a eventos de subducción obviando la posibilidad de que las fallas activas a lo largo de arco volcánico puedan generar terremotos de  $M_w > 6.5$ . Los estudios paleosísmicos mediante trincheras, las dataciones con C14 y los estudios de campo a lo largo del segmento San Vicente de la ZFES revelan evidencias de, al menos, siete terremotos con rotura superficial en los últimos 8.000 años, el más reciente ocurrido en febrero de 2001. También nos indican que en la zona se pueden dar terremotos de magnitudes mayores de Mw 7, basándonos en los desplazamientos por evento (DPE) que varían desde 0,6 a 9,6 m y en posibles longitudes de rotura de la falla. El carácter reciente de los eventos combinado con la velocidad geológica de movimiento de la falla calculada en este estudio (4 mm/año), que es coherente con velocidades GPS tanto locales como regionales, sugiere intervalos de recurrencia de  $\sim 750$  años para los terremotos más grandes.

Sin embargo, una evidencia de nuestro estudio es que los terremotos pequeños o moderados ( $M_w < 6.7$ ) generados por la rotura de un solo segmento son difíciles de reconocer en las trincheras paleosísmicas y su presencia puede cambiar el valor de intervalo de recurrencia de la falla. Es decir, el análisis de las trincheras nos informa de los eventos de  $M_w > 6.6$  ocurridos pero debemos ser conscientes de que podemos estar obviando un alto número de eventos de desgarre puro de  $M_w \sim 6.6$  similares al evento del 13 de febrero de 2001, con las importantes implicaciones que ello conlleva para la peligrosidad sísmica en la zona.

Por otra parte, es de gran interés determinar si terremotos como el de Mw 6.6 de febrero de 2001 afectan a la dinámica de la falla y en qué medida lo hacen, ya que la rotura de un segmento puede producir un déficit de deslizamiento en relación a las fallas o segmentos cercanos que puede generar un incremento de la peligrosidad en la zona.

Así mismo, el análisis paleosísmico de la ZFES nos hace mirar de forma distinta a la sismicidad histórica catastrófica ocurrida en la región. La falta de información acerca de la estructura del arco volcánico, de la existencia de la ZFES hasta su identificación en el año 2001 y de su historia paleosísmica, nos hace considerar que la interpretación de las fuentes sismogénicas de los terremotos históricos de la zona de El Salvador ha estado sesgada. Los nuevos conocimientos obtenidos de la ZFES justifican, a nuestro entender, una reinterpretación de la sismicidad histórica a la vista de que los datos paleosísmicos indican que las fallas de la ZFES han generado y pueden generar en el futuro terremotos de  $M_w > 7.0$ . Por ello es necesario continuar con el estudio paleosísmico del resto de los segmentos de la falla para determinar mejor los parámetros de la ZFES.

## 4. ANÁLISIS ESTRUCTURAL DE LA ZONA DE FALLA DE EL SALVADOR

### 4.1. INTRODUCCIÓN

El estudio estructural se centra en el análisis de una gran zona de falla de desgarre dextral, la ZFES, de unos 150 km de longitud por 20 km de anchura de la zona de cizalla de dirección E-O (*Martínez-Díaz et al., 2004*) y paralelo a la costa a lo largo del arco volcánico salvadoreño (Fig. 4.1a). Las fallas principales (o zonas de deslizamiento principal) de la ZFES, que se sitúan al norte de los volcanes activos, buzan hacia el sur mientras que las fallas localizadas al sur de los volcanes activos y buzan hacia el norte. Esta geometría ha llevado a algunos autores a considerar que la ZFES pudo haberse desarrollado sobre una estructura de graben generada por extensión previa al desgarre (*Carr, 1976*). La ZFES afecta a formaciones volcánicas compuestas por lavas, y depósitos de ignimbritas y tefras de edad Pleistoceno-Holoceno, así como a terrazas fluviales y abanicos Holocenos. A pesar de que esta zona de falla es una de las estructuras más importantes del norte de Centroamérica, y de la alta sismicidad que produce, ha sido objeto de muy pocos estudios tectónicos y estructurales. La razón principal de esto es la escasez de afloramiento de la zona de falla motivada por una densa cubierta vegetal, así como por la naturaleza masiva de las formaciones volcánicas afectadas que dificulta la identificación de marcadores de la deformación. Por ello, hemos aprovechado la exposición de muy buenos afloramientos de las estructuras tectónicas en las excavaciones de las trincheras paleosísmicas, así como en varios grandes deslizamientos producidos a lo largo de la ruptura del terremoto de 2001 estudiado en el capítulo 1.

La estructura superficial de la falla muestra una arquitectura joven en régimen de desgarre transtensivo que viene dado por la deriva relativa de la placa de Caribe hacia el este (*Álvarez-Gómez et al., 2008*) en relación con la placa de Cocos.

Las grandes fallas de desgarre paralelas a bordes de placa activos de subducción suelen ser el resultado de la convergencia oblicua de las placas litosféricas, donde el movimiento relativo se reparte en desplazamientos paralelos y perpendiculares al margen de la placa. El desplazamiento paralelo al margen es absorbido por movimientos transcurrentes en la falla vertical localizada en el continente (*Fitch, 1972*). Sin embargo, en el caso de la ZFES la estructura superficial de la falla muestra una organización joven y un régimen de desgarre transtensivo que según recientes trabajos de modelización tectónica y de velocidades GPS, está generado por la deriva relativa de la placa de Caribe hacia el este (*Álvarez-Gómez et al., 2008; Correa-Mora et al., 2009*) (Fig. 4.1b).

La singularidad de la ZFES en cuanto al origen tectónico hace de esta estructura un objeto de estudio muy interesante. En este capítulo describimos la estructura y evolución de la ZFES, que ha sido la fuente sísmica de numerosos y recientes terremotos de magnitudes moderadas a altas y la compararemos con modelos teóricos y análogos. Nuestro objetivo es llegar a entender el comportamiento de la falla en cuanto a su desplazamiento, estructura, segmentación y evolución, así como intentar determinar cómo la deformación tectónica se acomoda en esta parte de Centroamérica. Las formas del terreno y las estructuras generadas por la actividad reciente de la ZFES se han preservado poco, debido a la alta tasa de erosión que sufre El Salvador y a la homogeneización constante del paisaje, gracias a la deposición masiva de materiales volcánicos piroclásticos que cubren la superficie en cada evento volcánico en las proximidades de las calderas. Estos dos factores, unidos a la densa cubierta vegetal, hacen que se produzca una pérdida de información muy rápida en la zona, y la que ha persistido tras los grandes eventos eruptivos es poco evidente en el terreno. A pesar de ello, durante nuestro estudio hemos podido analizar las estructuras producidas por el movimiento de las fallas que han quedado preservadas para determinar la cinemática que opera en la región. Para ello hemos utilizado como herramientas fundamentales: a) el análisis morfotectónico de modelos digitales del terreno con resoluciones entre 20 y 90 m; b) análisis de fotografías aéreas; c) análisis de imágenes de satélite Quickbird y d) análisis de afloramientos de campo tanto naturales como excavados en las trincheras paleosísmicas.

Parte de la zona de falla presenta un importante componente vertical y en algunos puntos la complejidad estructural de la superficie es grande, con numerosas trazas de fallas paralelas unas a otras con movimientos tanto de desgarre como con componente de falla normal. Como ya hemos apuntado anteriormente, la ZFES muestra indicadores de movimientos recientes a muy diversas escalas, desde deformaciones del terreno a escala de centímetros que son el resultado de los movimientos generados durante el último terremoto (terremoto de El Salvador de febrero de 2001), a deformaciones a escala kilométrica de calderas y cuencas.

Estas y otras observaciones nos aportan importante información sobre el comportamiento de la falla durante cada terremoto y también sobre la evolución de dicha falla a largo plazo y el papel que ha jugado en la tectónica regional.

#### 4.1. Introducción

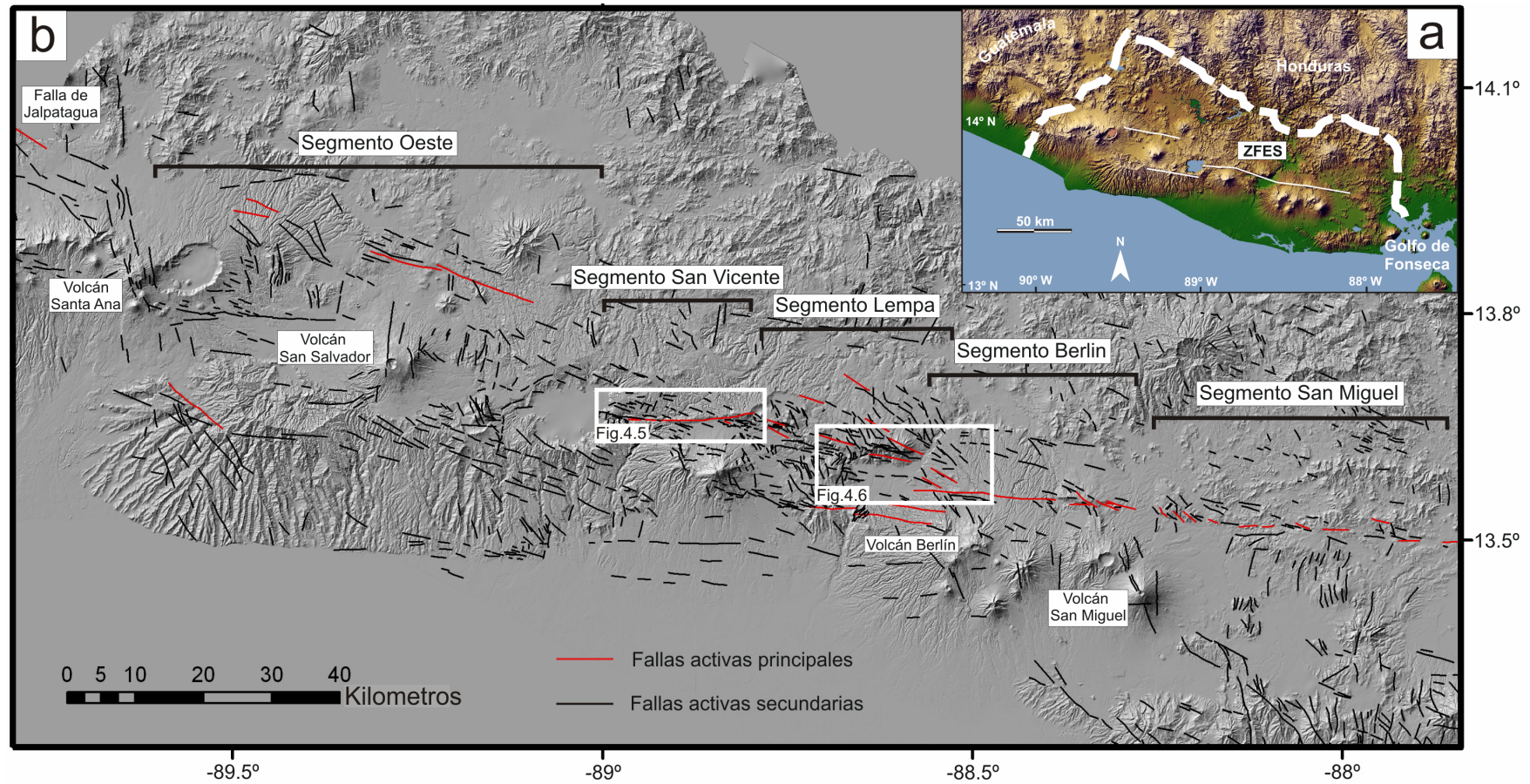


Figura 4.1: A. Imagen de RADAR SRTM de El Salvador con la línea blanca marcando la Zona de Falla de El Salvador. B. Modelo digital del terreno (MDT) de diez metros de resolución sacado del mapa topográfico 1:25.000 con las fallas y segmentos activos de la Zona de Falla de El Salvado (ESFZ). Los rectángulos señalan las áreas abarcadas por las figuras 4.5 y 4.6.



## **4.2. ESTRUCTURA, CINEMÁTICA Y VELOCIDAD GEOLÓGICA DE LA ZFES**

En los capítulos anteriores, dividimos la ZFES en cinco segmentos en base a datos sísmicos y morfológicos utilizando fotos aéreas y el modelo digital del terreno. Los sedimentos volcánicos cubren e igualan la superficie cada vez que se produce una erupción con caída de tefras, enterrando los escarpes preexistentes y homogeneizando el paisaje. Esto, por un lado, dificulta la observación de estructuras aunque, por otro lado, nos asegura que gran parte de las estructuras observadas en el modelo digital son muy jóvenes y nos hablan de la cinemática holocena de la ZFES.

A lo largo de esta tesis hemos llevado a cabo análisis morfotectónicos en la zona para intentar determinar la edad del paisaje y de la red de drenaje afectada por la ZFES. Dentro del análisis morfotectónico también hemos estudiado los ríos y arroyos de la zona buscando anomalías en la red de drenaje (bloqueos, desvíos anómalos, capturas etc.) como consecuencia de los movimientos de las fallas. El análisis de la morfología, especialmente de la red fluvial, a escalas locales ha dado escasos resultados interpretables, ya que la dinámica de la red fluvial en zonas volcánicas con actividad piroclástica predominante es muy complicada. La experiencia en regiones similares a la nuestra como la Taupo Volcanic Zone (Nueva Zelanda) indica que en función de la magnitud de los grandes episodios de erupciones explosivas ácidas la red fluvial puede quedar completamente cubierta generándose otra red con una geometría nueva. Sin embargo, en otros casos puede quedar parcialmente cubierta, de modo que la implantación de la red siguiente sigue la misma geometría previa. Esto dificulta la elección de una edad para las anomalías y deformaciones en la red fluvial generadas por la ZFES, por lo que solamente hemos utilizado aquellas observaciones a escala cartográfica que nos permiten hacer estimaciones de velocidad. El análisis que mejor resultados ha dado para caracterizar la estructura actual de la ZFES es el estudio de las trazas y escarpes en el modelo digital del terreno de 10 m de resolución y el análisis de la estructura de la falla en las paredes de las trincheras paleosísmicas y afloramiento locales.

En los últimos cuatro años hemos realizado observaciones de campo detalladas a lo largo de unos 70 km de longitud de la zona de falla desde el lago Ilopango hasta la zona del volcán Berlín (Fig. 4.1). A continuación describiremos primero las estructuras identificadas en la falla a escala de afloramiento y sus indicadores cinemáticos. Posteriormente, y de oeste a este, describiremos las deformaciones del terreno producidas por la acumulación de movimientos a largo plazo. Por último, detallaremos la velocidad media de la falla calculada mediante el análisis del modelo digital del terreno y la compararemos con los resultados obtenidos en el capítulo anterior mediante paleosismología y con los datos publicados de GPS de la zona.

##### Estructura y cinemática de la falla a escala de afloramiento

Para nuestro estudio de la estructura superficial de la ZFES hemos analizado las paredes de las cinco trincheras paleosísmicas excavadas en el segmento San Vicente, detalladas en el capítulo anterior y los afloramientos naturales y cortes de carreteras de la zona de falla a escala métrica, a lo largo de la zona de desplazamiento principal. Asimismo, se han medido fallas en 16 estaciones a lo largo de todo el segmento. Con la interpretación de estas estructuras pretendemos determinar el régimen tectónico local a lo largo de la falla principal durante el cuaternario, y si se observan o no estructuras previas o rejugadas que nos hablen de la evolución del régimen tectónico reciente. Esto nos ayudaría a interpretar la evolución estructural de la ZFES en su conjunto y su relación con la segmentación actual.

En las estructuras observadas en las trincheras (Fig. 4.2) podemos identificar cómo la deformación de desgarre se distribuye en numerosos planos de falla en una banda de cizalla de entre 10 y 25 m de ancho, con orientaciones y buzamientos variables. En profundidad la estructura parece converger hacia una o dos fallas principales. Esto nos da una idea de una estructura compleja en superficie y más sencilla en profundidad a medida que aumenta la presión de confinamiento, de modo que la falla se ramifica hacia arriba en una geometría en flor típica de las fallas de desgarre (*Harding, 1985; Price y Cosgrove, 1990*).

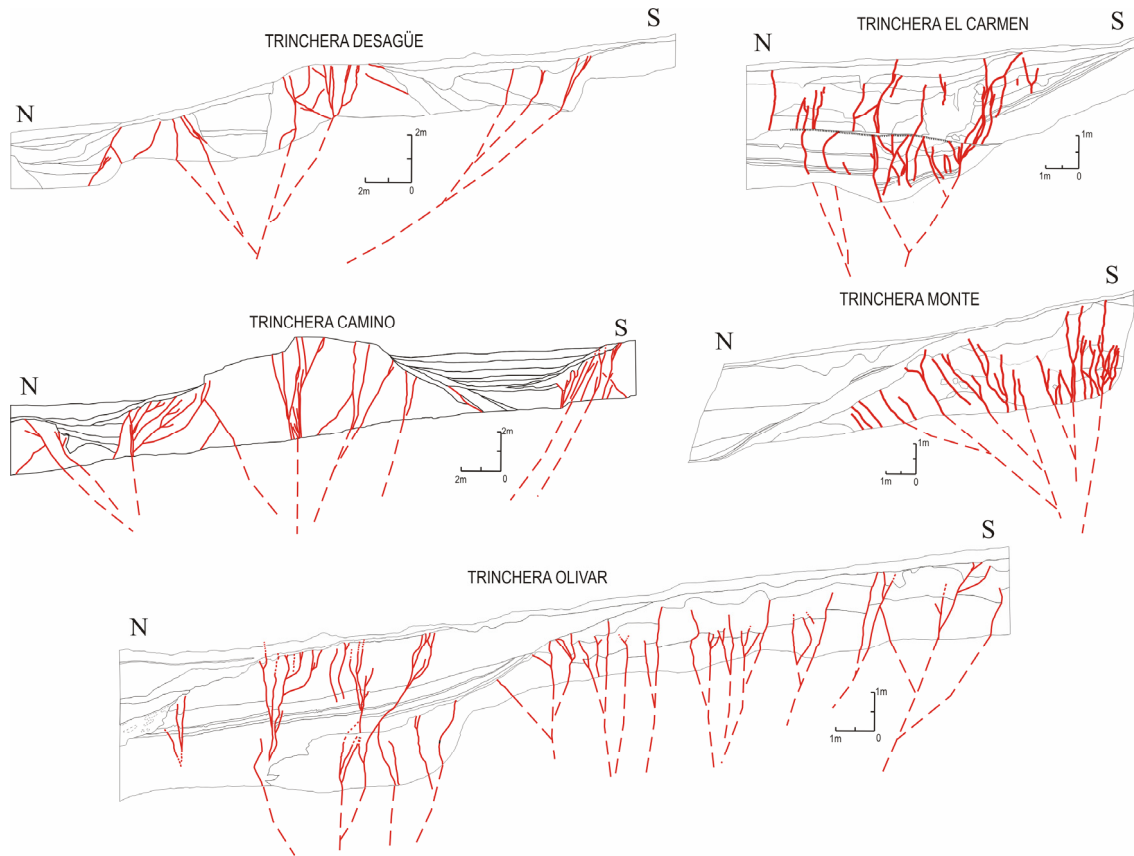


Figura 4.2: Fracturación observada en las paredes de las trincheras excavadas en el segmento San Vicente de la ZFES en los que aparecen la distribución de fallas ilustrando la alta complejidad de las estructuras que convergen en profundidad.

En la figura 4.3 observamos un ejemplo a escala métrica de cómo un único plano de falla en profundidad se divide en varios planos hacia la superficie, con distintos componentes verticales que pueden ir desde planos de apariencia de falla normal a inversos.

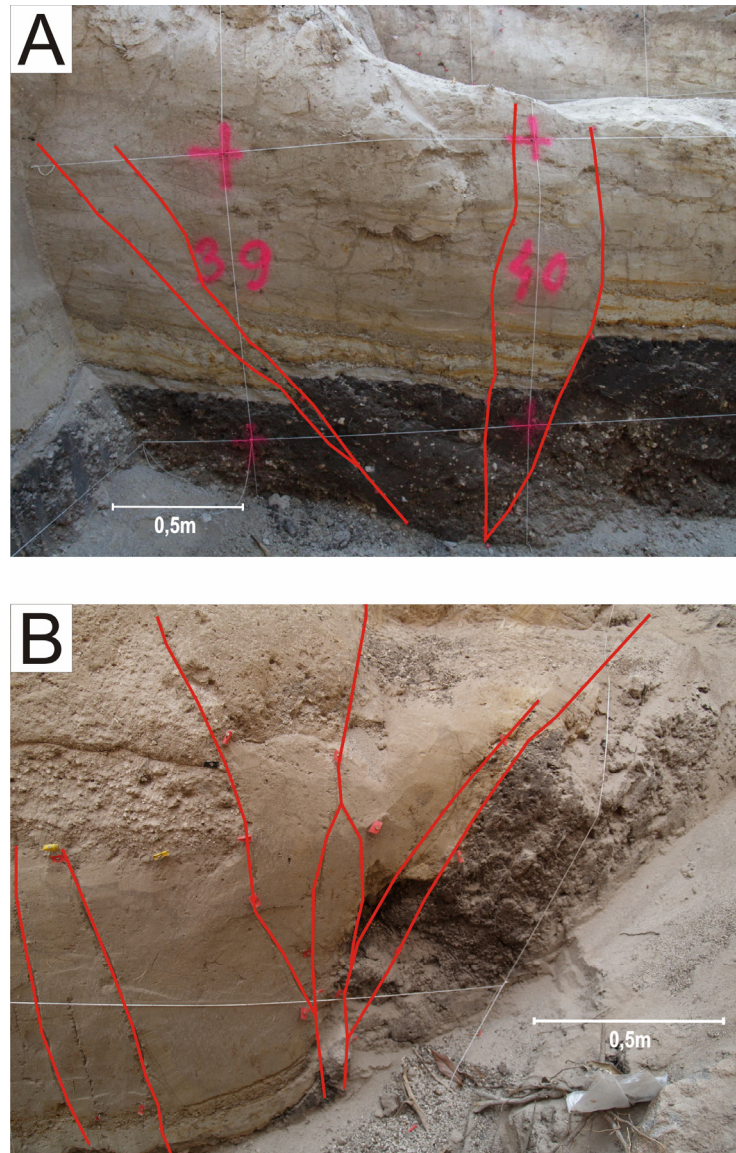


Figura 4.3: Fotos de las fallas expuestas en los muros de las trincheras que de un plano en profundidad se abren en varios planos hacia la superficie.

Por otra parte, hemos seleccionado para su interpretación estructural algunos afloramientos naturales de la falla principal. En uno de ellos, cercano al deslizamiento de la Leona (Fig. 4.4), que afectó a la carretera Panamericana (estación 15 en figura 4.5), se aprecia como los depósitos volcánicos de la caldera La Carbonera están afectados por fallas normales que, a su vez, aparecen desplazadas por fallas de desgarre más modernas. La formación de las fallas normales puede ser atribuida una etapa extensional previa al actual desgarre transtensivo coherente con una estructura previa de graben extensional propuesta por algunos autores. Otra posible interpretación sería un efecto local debido al colapso de la caldera La Carbonera cuyo escarpe se sitúa próximo a este afloramiento.

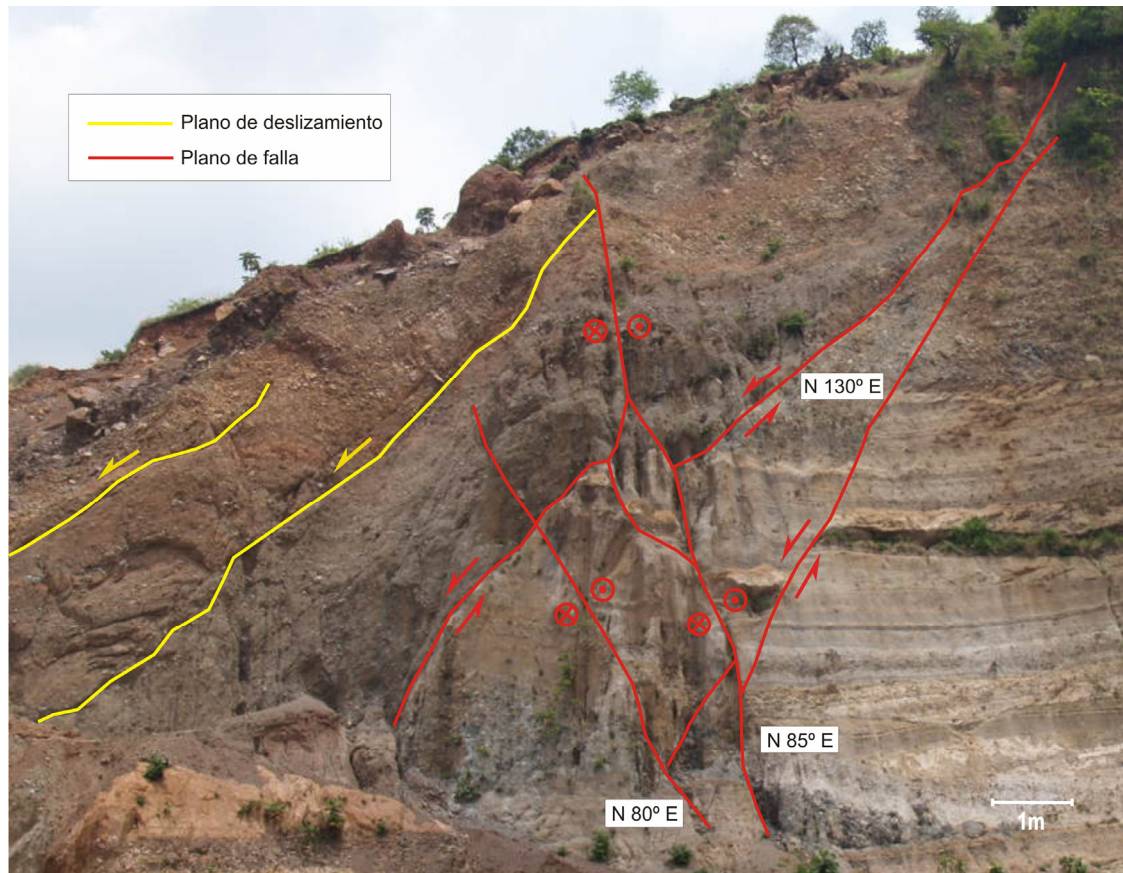


Figura 4.4: Foto de la zona de la curva de La Leona, en el talud de la carretera Panamericana, al NO DE San Vicente, que muestra un corte con las relaciones entre fallas. Los depósitos volcánicos que observamos están afectados por fallas normales que, a su vez, están desplazadas por las fallas de desgarre más recientes.

La orientación de estas estructuras es coherente con el movimiento predominante de desgarre dextral. Un componente oblicuo del desplazamiento extensional aparece en algunas zonas, con la presencia de fallas *en-echelon* que presentan escalones con saltos a la izquierda y escarpes verticales y que podría explicar estructuras extensionales locales.

Con el objetivo de analizar la continuidad de la geometría y cinemática de la deformación a lo largo del segmento San Vicente de la ZFES y en la zona de terminación del segmento al norte de la cuenca del Lempa, hemos medido 22 estaciones de fallas sobre rocas de edades desde Miocenas a Holocenas. En las figuras 4.5 y 4.6 observamos proyectado dichos datos en el modelo digital del terreno junto al mapa de fallas activas y los diagramas de rosas de direcciones.



En la mayoría de estaciones con mayor número de datos se observan familias predominantes con direcciones coherentes con la fracturación secundaria propia de una cizalla de desgarre dextral E-O: planos *Riedel* (planos R (ONO-ESE a NO-SE) y R' (N-S a NNW-SSE) y planos Y (E-W), siguiendo la terminología descrita por *Tchalenko* y *Ambraseys* (1970) y *Logan et al.*, (1979).

En el caso que nos ocupa, la zona de falla está en su mayor parte cubierta por un manto de depósitos piroclásticos muy jóvenes (Cuaternarios) que, a modo de análogo natural de un ensayo de deformación analógica de “caja de arena” (*Riedel, 1929* y *Tchalenko, 1968*), favorece la presencia de una estructura inmadura en superficie dominada por fracturación secundaria de cizalla. Las orientaciones predominantes de esta fracturación secundaria (NNO-SSE, NO-SE y O-E) unidas a la existencia de estrías que nos muestran el movimiento dextral general con componente normal apoyan un campo de esfuerzos predominantemente transtensional, con SHmax y SHmin orientados ~N160°E y ~N70°E respectivamente.

La figura 4.8 muestra algunos ejemplos de distintas estructuras identificadas a lo largo de la traza de la falla. Se han encontrado estructuras a escala de decimétricas a hectométricas en prácticamente toda la zona de falla con la aparición de fracturas *en-echelon*, bloques levantados creando crestas de presión. En algunos sectores la zona de falla se presenta como uno o varios planos de falla muy lineales que se extienden a lo largo de varios cientos de metros, que discurren paralelas a la dirección general de la traza de falla principal, como se apreció en la ruptura durante el terremoto de El Salvador de febrero de 2001 apareciendo estructuras en flor y bandas de deformación distribuida (Fig. 4.8c).



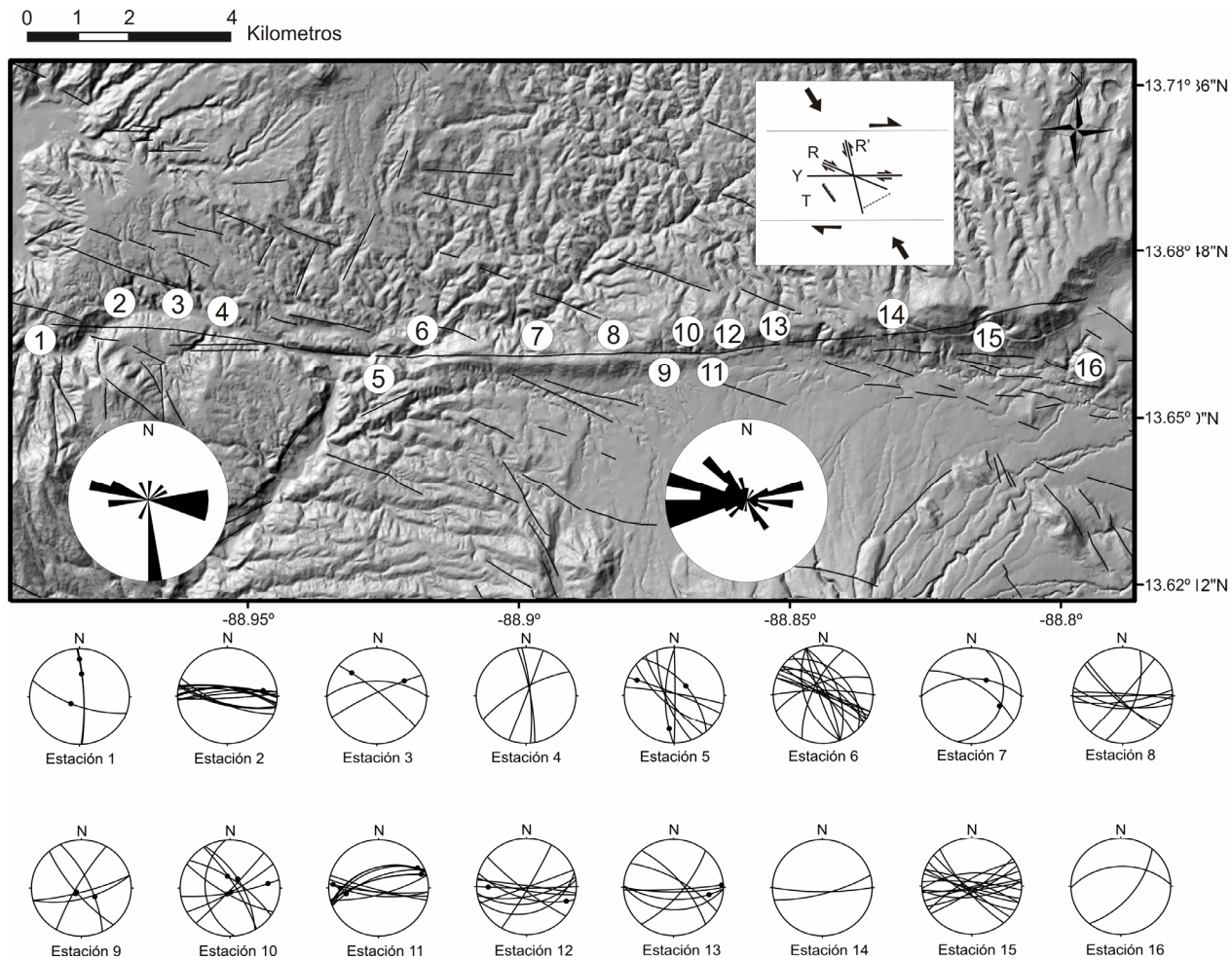


Figura 4.5: Datos estructurales de fallas, recogidos a lo largo del segmento San Vicente de la ZFES. El diagrama de rosas de direcciones de la izquierda representa la distribución de orientaciones en las estaciones del oeste del segmento (1, 2, 3 y 4), mientras que el de la derecha representa la distribución de orientaciones en las estaciones del centro y del este del segmento (resto de estaciones).

#### 4.2. Estructura, cinemática y velocidad geológica de la ZFES

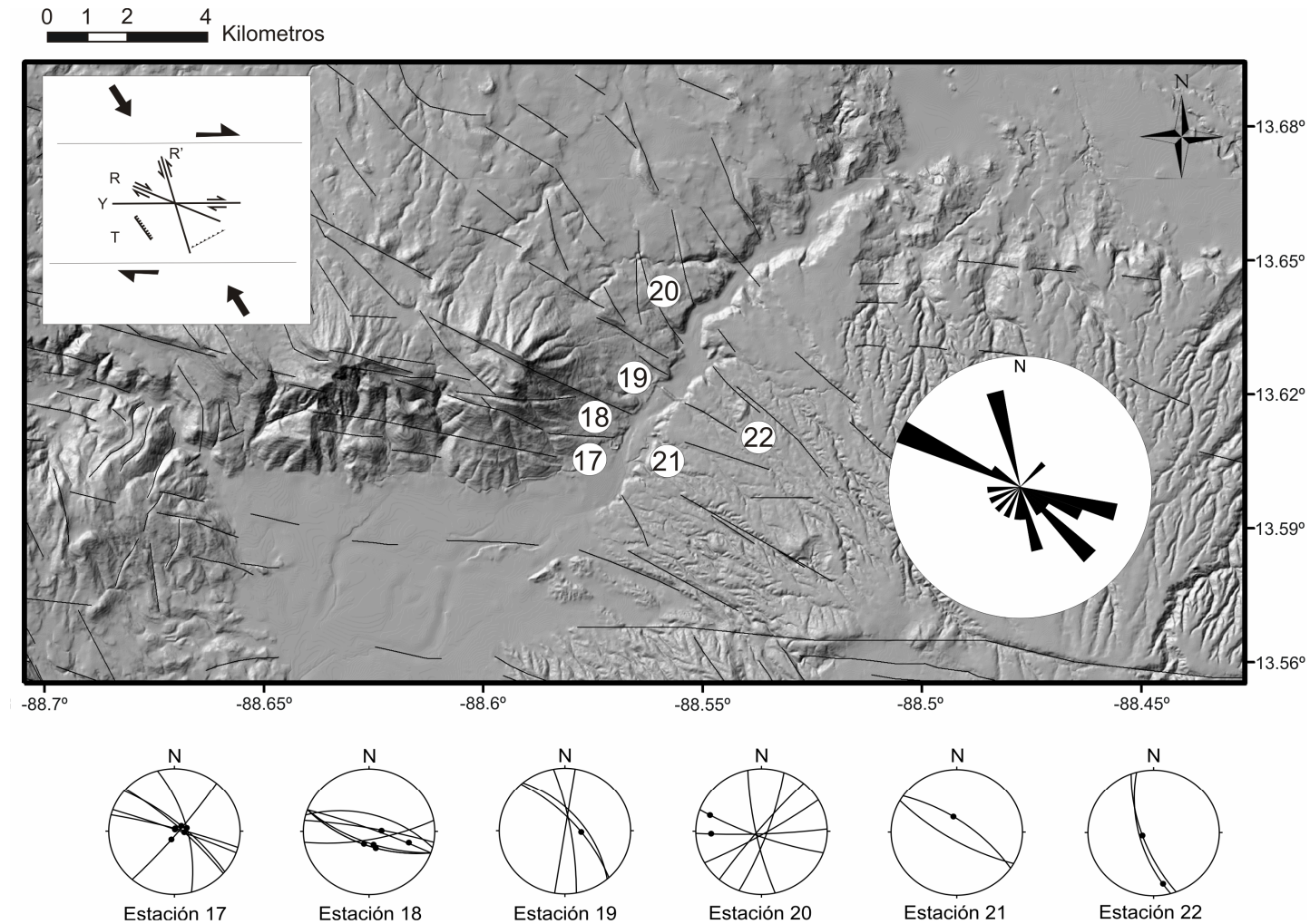


Figura 4.6: Estaciones de análisis de indicadores cinemáticos de falla y su representación estereográfica, medidos en la zona del río Lempa y con la representación de estos datos en una rosa de direcciones.



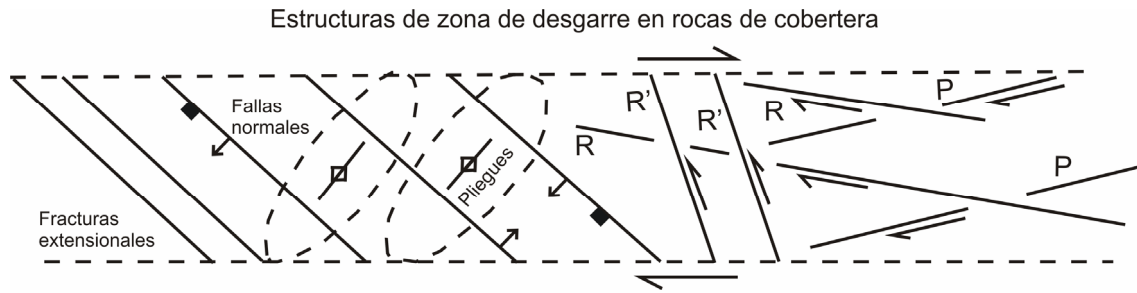


Figura 4.7: Esquema que muestra estructuras secundarias que se generan normalmente en rocas de cobertera sobre una falla principal de desgarre en el basamento. Modificada de Price y Cosgrove, 1990.

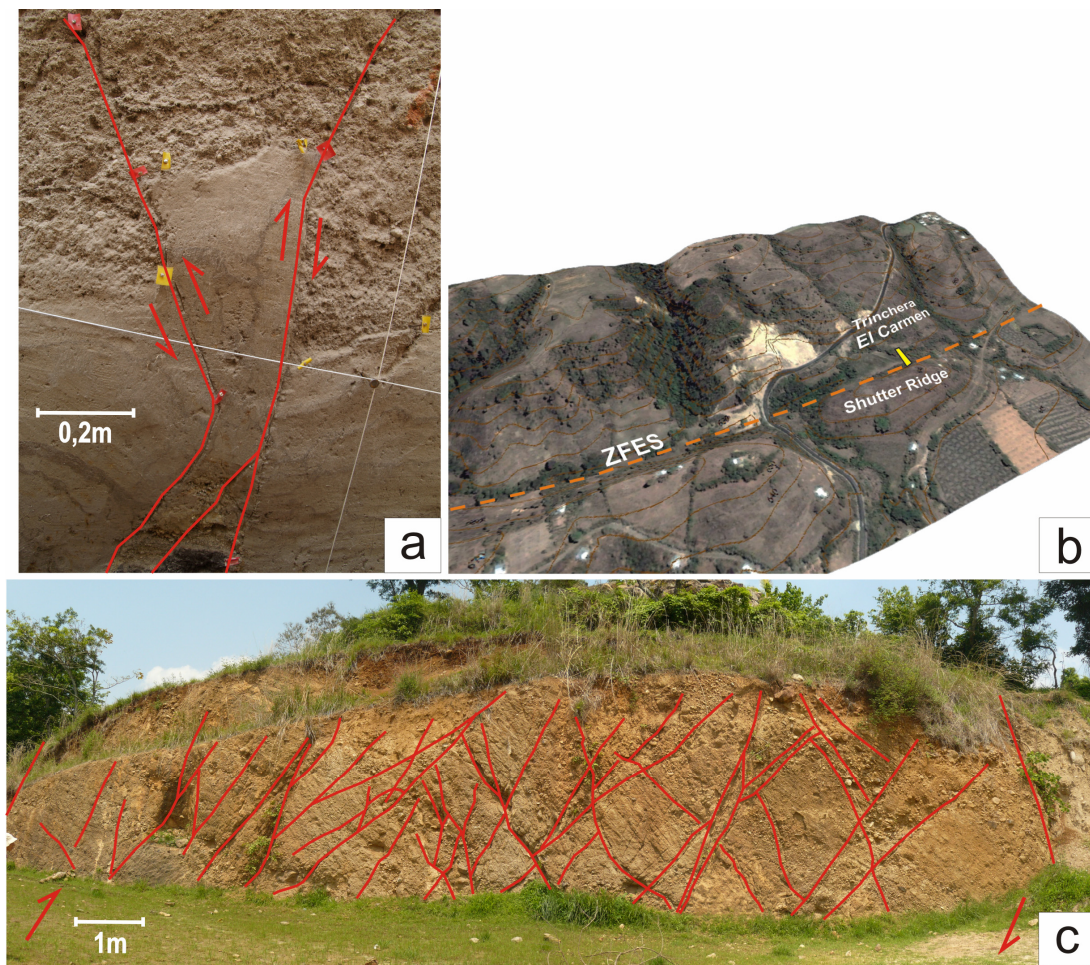


Figura 4.8: Ejemplos de estructuras relacionadas con el movimiento de la ZFES. a) Foto de una estructura de *push up* típica de fallas de desgarre observada en el muro de la trinchera El Carmen. b) Estructura de *Shutter ridge* producida por el desplazamiento progresivo de la falla. El plano de falla se encuentra en la base de la estructura, donde realizamos la trinchera. c) Afloramiento de la zona de cizalla principal de la ZFES 1,3 km al oeste de la trinchera El Carmen. La cizalla aparece distribuida en un bloque de relieve positivo limitado por dos fallas principales.

### Estructura y cinemática de la falla a escala cartográfica

Con el objetivo de observar las variaciones laterales en la estructura y cinemática de la zona de cizalla que forma la ZFES así como su continuación hacia el este y el oeste hemos planteado la descripción de la misma desde el oeste hacia el este dividida en varias secciones (que en algunos casos coinciden con los segmentos ya definidos en capítulos anteriores) en función de la orientación de la zona de cizalla, la orientación, grado de continuidad y distribución de las fallas secundarias (Fig. 4.9).

La sección más occidental de la falla corresponde con la zona de conexión de la ZFES con la Falla de Jalpagua en Guatemala. Este sector de la ZFES, que correspondería con el segmento oeste, presenta una deformación dispersa y solo se localizan varias fallas de dirección N120°E que se conectan hacia el oeste para continuar en Guatemala como la falla de Jalpatagua. En la zona más occidental de la sección la componente vertical de la falla es muy clara, generando levantamientos de bloques hacia el norte y una zona deprimida hacia el sur.

La Sección Centro-Oeste (Fig. 4.9) coincide con el segmento oeste definido en capítulos anteriores. Esta sección de la ZFES se caracteriza por presentar una zona de cizalla muy distribuida de unos 40 km de anchura por 80 km de longitud y presenta las fallas principales con orientaciones NO-SE. La localización de los volcanes y calderas activos que aparecen dentro de esta sección coincide con las zonas más deprimidas, que se alarga en dirección NO-SE y aparece limitada por fallas de desgarre de la misma dirección, con componente vertical de movimiento. Las fallas que limitan la depresión al norte presentan escarpes con buzamientos hacia el sur, mientras que las fallas que limitan la estructura al sur presentan, en general, escarpes con buzamiento al norte (Cordillera de Apaneca). Esta morfología recuerda a una estructura de *graben* con los volcanes activos en su interior. En la Sección Centro-Oeste se observan también numerosas fallas de direcciones NNO-SSE y NNE-SSO que asociamos a un régimen extensional local que se analizará posteriormente.

Asimismo, algunas de las fallas de este sector se asocian con la presencia de los edificios volcánicos. La carga de esfuerzos verticales inducida por el crecimiento de los edificios volcánicos genera fallas de direcciones NNO-SSE en los flancos de los volcanes, paralelas a la dirección del SHmax.

La fallas de desgarre puro de direcciones E-O y ENE-OSO aparecen también retocando las morfologías volcánicas previas indicando que la tectónica de desgarre es posterior a la construcción de muchos de los edificios volcánicos de la zona y de la estructura de graben.

La Sección Centro-Este de la ZFES (Fig. 4.9) incluye los segmentos San Vicente, Lempa y Berlín (ver capítulo 2) y es la zona donde la falla principal está mejor desarrollada a lo largo de un plano de falla con una traza más clara y continua. Esta sección corresponde a una zona de cizalla de 20 km de anchura por 60 km de longitud y está dominada por tres familias de fallas distintas: fallas normales con componente horizontal de dirección NNO-SSE, fallas de desgarre con cierto componente normal de dirección NO-SE y fallas de desgarre puro de dirección E-O. Estos tres tipos de fallas forman parte de una zona de cizalla de desgarre dextral de dirección E-O.

En fallas de desgarre dextral, estructuras de tipo *releasing bends* o *stepovers* hacia la derecha, tienen tendencia a crear estructuras transtensionales tales como fallas normales, pliegues monoclinales, grabens romboidales y cuencas *pull-apart* generadas por el solape entre fallas principales. Este último es el caso que parece darse en el esta sección de la ZFES tal y como fue propuesto por Corti *et al.* (2005).

Cerca del río Lempa, la falla cambia ligeramente de dirección (de E-O a ONO-ESE) ganando componente normal del movimiento (Fig. 4.10a). Su solape con las fallas E-O dextrales al sur y este de la cuenca del Lempa inducen la formación de una estructura *pull-apart* (la cuenca del Lempa). Esta cuenca acumula sedimentos lacustres Pliocenos y fluviales Cuaternarios que cubren las trazas de algunas de las fallas principales. Es muy interesante notar que la estructura *pull-apart*, aparte de incluir la propia cuenca del Lempa, incluye la sierra del Lempa que ha sufrido un evidente colapso tectónico extensional a través de una muy densa red de fallas normales NNO-SSE (Fig. 4.10a).



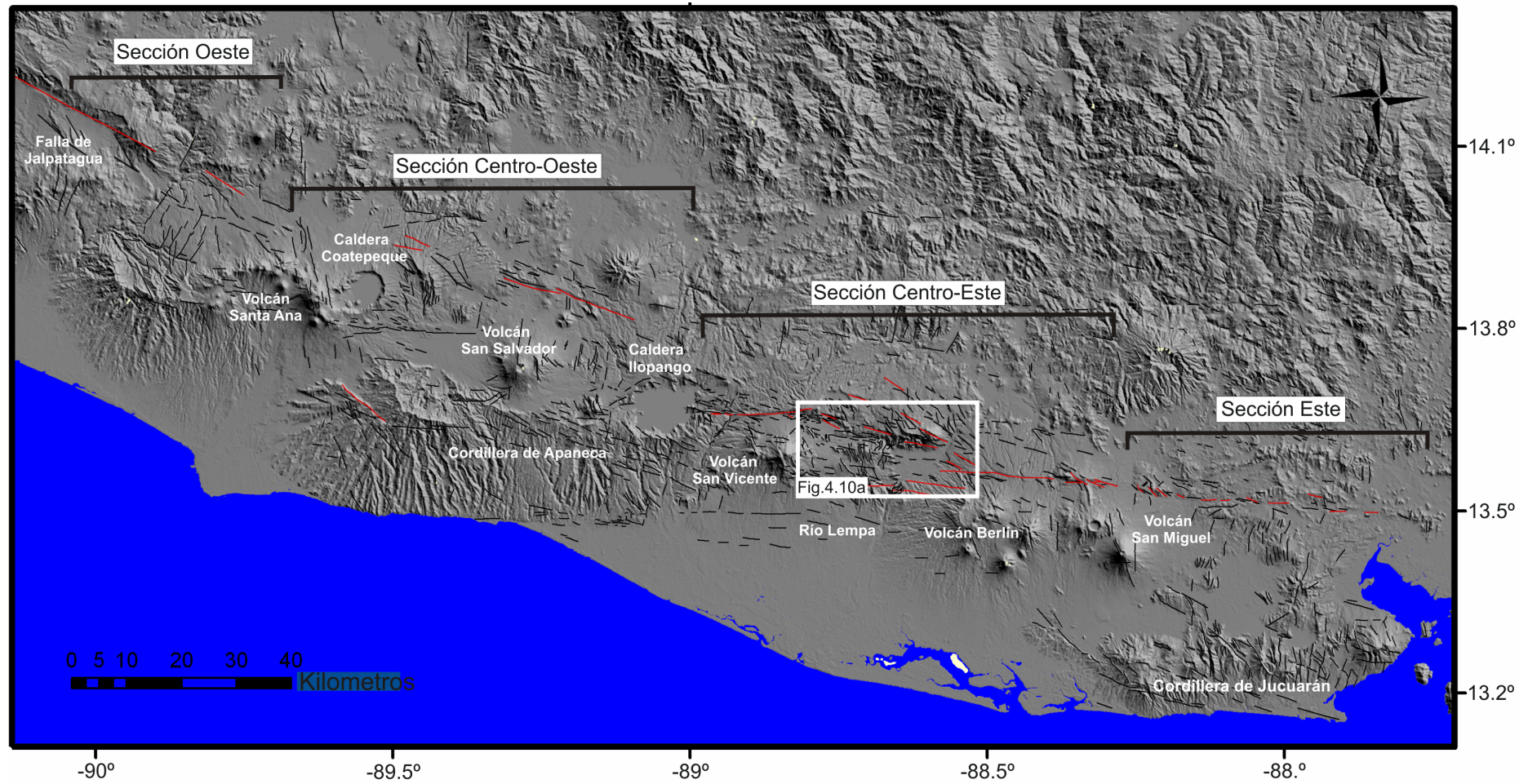


Figura 4.9: Modelo digital del terreno de diez metros de resolución con las fallas activas y la división en secciones de la ZFES realizada para este estudio. La zona recuadrada corresponde a la figura 4.10a.



En la figura 4.10 hemos comparado la cuenca del Lempa con el modelo análogo de *pull-apart* transtensional creado por *Wu et al.* (2009) obteniendo una correlación bastante buena entre ambos en términos de la distribución de fallas y la cinemática de estas. Por ello, podemos afirmar que la geomorfología y las estructuras en superficie de la Sección Centro-Este son el reflejo de un movimiento lateral dextral de la falla, con un importante componente transtensional dentro de la estructura de *pull-apart*. Las relaciones de corte que hemos identificado entre los diferentes conjuntos de fallas en la zona del río Lempa son muy interesantes. La propagación hacia el este de las fallas *Riedel* ONO-ESE tiende a conectar con los planos Y de direcciones E-O (ver borde norte del valle del Lempa en Fig. 4.10a). En este proceso las fallas *Riedel* cortan y desplazan en ocasiones a las fallas extensionales previas de la cuenca *pull-apart*.

El importante escarpe E-O que bordea por el norte la cuenca del Lempa es demasiado alto para estar únicamente asociado a la componente extensional de las fallas de desgarre E-O o ONO-ENE de la ZFES. Un análisis de la morfología en el modelo digital permite observar que dicho escarpe está formado por dos edificios volcánicos inactivos que están siendo desmantelados por la tectónica desgarre transtensiva. La propagación de las fallas de desgarre NNO-SSE y E-O afectan a los flancos de esos edificios y hundén las zonas centrales desdibujando su morfología previa (Fig. 4.10). Una estructura similar aun más desdibujada podría observarse en la sierra del Lempa. En la figura se han marcado las direcciones y buzamiento de las antiguas superficies de ladera que aun se observan en los bloques separados por fallas y sus direcciones de buzamiento centrífugas son coherentes con esta interpretación. Esta estructuración apoyaría, al igual que se observaba en la Sección Centro-Oeste, la existencia de un tránsito de una tectónica extensional que controlaría un volcanismo alineado a lo largo de uno o varios *grabens* a una tectónica de desgarre transtensiva

La Sección Este coincide con el segmento San Miguel (Fig. 4.9) y consiste en una zona de falla de 60 km de largo con carácter bastante intermitente formada por numerosas y pequeñas fallas *en-echelon* de dirección E-O que se relevan hacia la izquierda, marcando una zona de cizalla principal de dirección O-E. En esta sección no se han apreciado desplazamientos verticales significativos ni existen un control significativo del relieve, lo que apoya que la cinemática de zona de la falla está dominada por movimientos de desgarre, pero no tan intensos como en las secciones previas.

Datos de velocidad de GPS recientes (*Correa et al., 2009*) sugieren que la velocidad de movimiento de este tramo de la ZFES es menor que en las secciones occidentales. La deformación de desgarre en esta parte de la ZFES parece estar transferida hacia el sur la Cordillera de Jucuarán (Fig. 4.9), donde podemos distinguir dos familias de fallas activas muy penetrativas afectando depósitos recientes; fallas normales de dirección N-S; y fallas oblicuas de dirección ONO-ESE (fallas normales con componente de desgarre).

La presencia de estas estructuras nos indica que la zona está bajo un régimen extensional o transtensional que parece absorber buena parte del movimiento de desgarre transferido desde la Sección Centro-Este de la ZFES. Son necesarios estudios adicionales más detallados de esta área para determinar si existe una zona de desgarre principal de dirección E-O a lo largo de la costa (dada su geometría rectilínea, tal y como proponen *Correa et al., 2009*), al sur de la Cordillera de Jucuarán, o si por el contrario, la deformación de desgarre está distribuida en una amplia banda desde la ciudad de San Miguel hasta la costa pacífica.

Como se ha podido ver a lo largo de toda su longitud y de unos segmentos a otros la ZFES presenta variaciones significativas de su estructura, anchura, expresión superficial y distribución de la deformación. En el capítulo final de evolución de la estructura se intentará explicar esta variabilidad en un marco evolutivo de la zona.

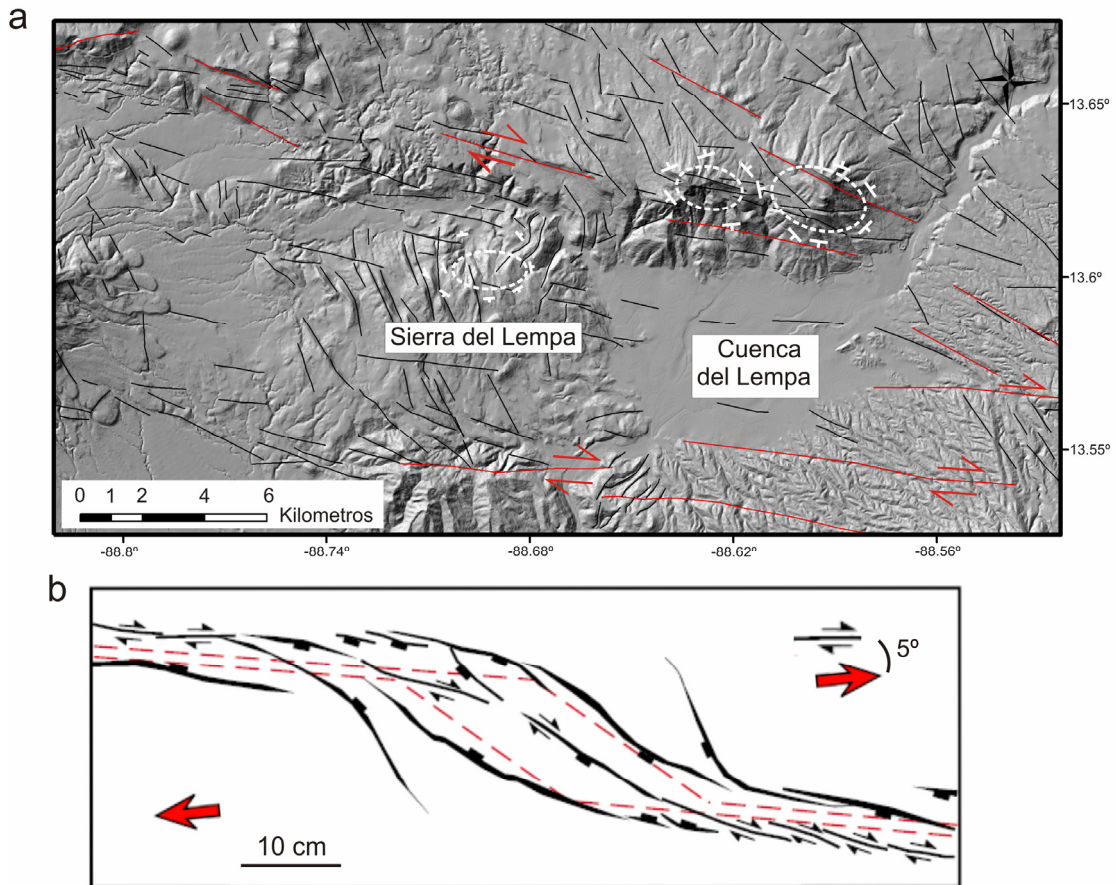


Figura 4.10: a) Modelo digital del terreno de la cuenta *pull-apart* del Lempa con las fallas activas. Las trazas en rojo representan las fallas principales, las trazas en negro las fallas secundarias y las trazas blancas los antiguos edificios volcánicos. b) Modelo de *pull-apart* transtensional tomado de *Wu et al.* (2009).

### Velocidad de movimiento de la ZFES

Durante el estudio de la ZFES hemos estimado la velocidad de la falla a partir de diferentes grupos de datos de desplazamientos: 1) los procedentes del análisis estructural de detalle de las paredes de las trincheras paleosísmicas, que nos han aportado información sobre los desplazamientos, tanto verticales como horizontales, en cortos períodos de tiempo (8.000 años); 2) datos procedentes de la identificación y la medida de los desplazamientos en los canales fluviales que cruzan las trazas de las fallas principales, que nos aportan valores de desplazamiento horizontal a medio plazo (36.000 años); 3) datos de desplazamientos medidos a escala cartográfica de grandes formaciones geológicas tales como calderas, sierras o crestas que nos hablan de los desplazamientos tanto horizontales como verticales de la falla para períodos de tiempo prolongados (del orden de pocos Ma).

En el capítulo 3, y basándonos en los datos de desplazamiento vertical y de estrías de las fallas analizadas en las trincheras paleosísmicas, calculamos una velocidad media de movimiento de desgarre dextral para la falla de **4 mm/a**. En cuanto a la cuantificación de los indicadores de la cantidad de deslizamiento producido por las fallas principales sobre la red fluvial, el más claro fue ya descrito por *Corti et al.* (2005) en los alrededores del pueblo El Triunfo (13°33'36''N, 88°27'0''W) (Fig. 4.11), donde calcularon desplazamientos horizontales generados por la falla de unos 400 m en una red de drenaje que presenta una fuerte incisión. Nosotros consideramos que ese desplazamiento está sobreestimado y lo hemos recalculado obteniendo un desplazamiento de 200 m (Fig. 4.11). Según *Corti et al.* (2005), la edad de la red de drenaje en esta zona es menor de 36.000 años (que es la edad de los materiales sobre la que se instala). Utilizando esa edad estimamos una velocidad mínima para la falla en esta zona de **5.5 mm/a**.

Otro desplazamiento de canales fluviales producido por el movimiento de la ZFES ha sido medido en el segmento San Vicente en varios arroyos tributarios del Río Desagüe (Fig. 4.12). Este es el único lugar a lo largo de este segmento donde los desplazamientos en los ríos son suficientemente claros. La morfología de esta zona ha sido muy modificada por la actividad explosiva del volcán de la Ilopango a lo largo del tiempo.

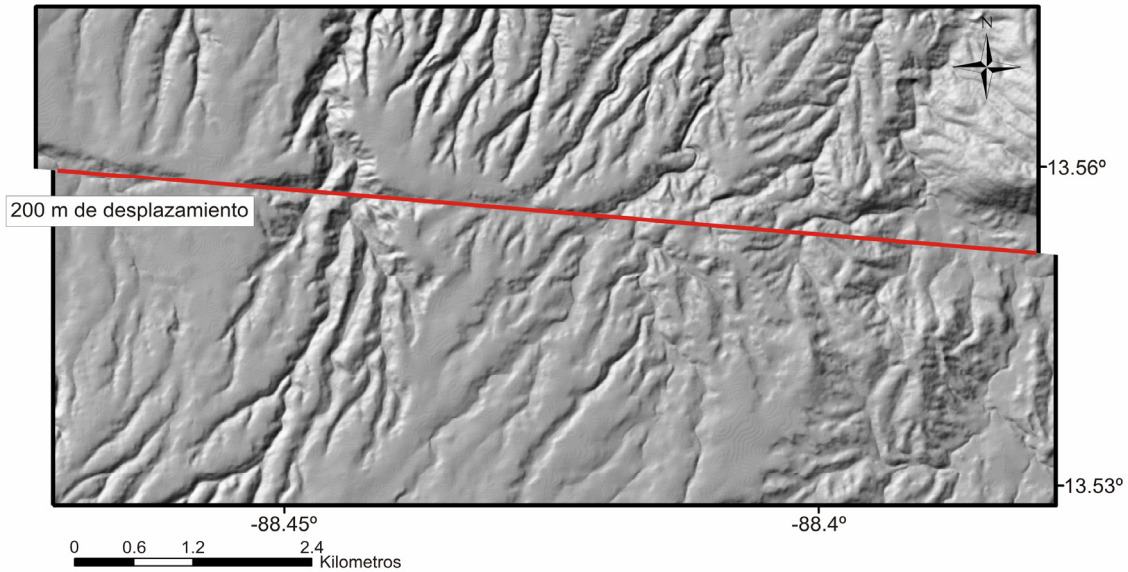


Figura 4.11: Modelo digital del terreno de la zona de El Triunfo que muestra la restitución del desplazamiento horizontal dextral de los principales arroyos de la zona a favor de la traza principal de la ZFES. El mejor encaje entre los canales a ambos lados de la falla lo obtenemos mediante al restauración de un desplazamiento próximo a los 200 m.

Particularmente, la erupción de Tierra Blanca 3 (hace ~ 40.000 años, Tabla 3.1) y la subsiguiente deposición de la principal ignimbrita produjo un gran impacto en la morfología y en el sistema de drenaje local de la zona. La ignimbrita rellenó y homogeneizó el paisaje y lo convirtió en una superficie casi plana que fue posteriormente erosionada por la incisión de la red fluvial actual. La cercanía a la fuente de la erupción y la enorme potencia de la ignimbrita nos permite considerar que la red fluvial se “blanqueó” por completo y por ello, el desarrollo del drenaje en esta zona lo consideramos de edad inferior a la sedimentación de Tierra Blanca 3 (< 40.000 años).

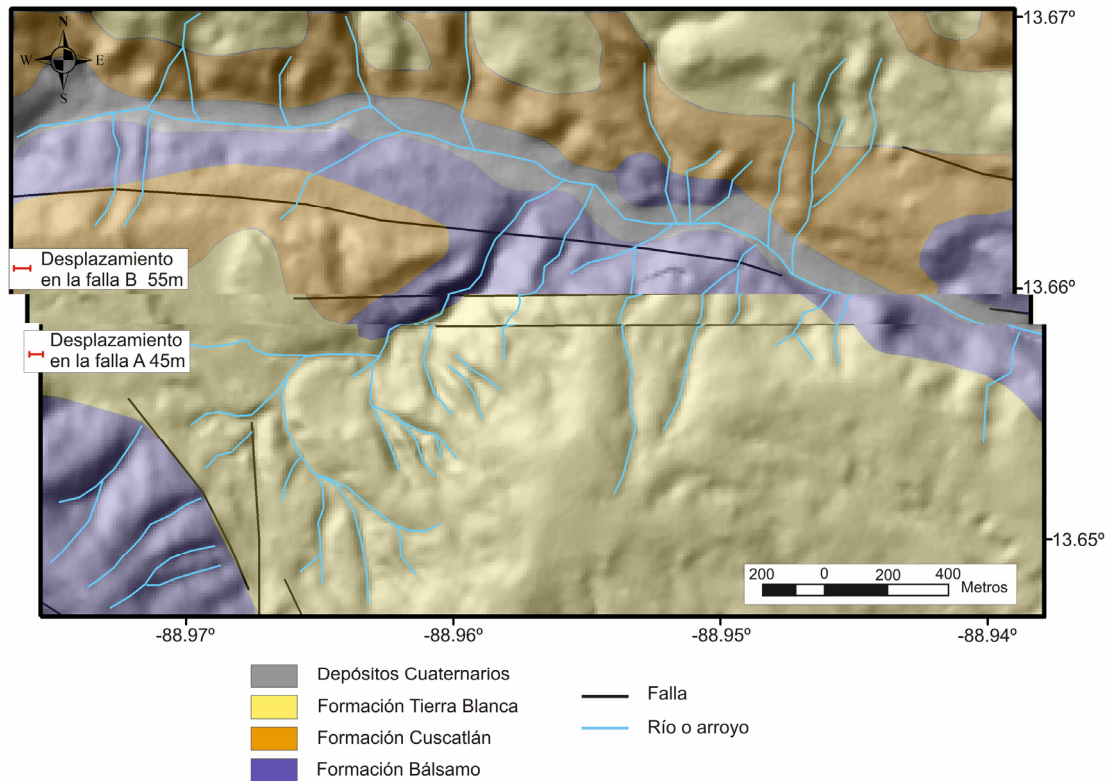


Figura 4.12: MDT de la zona de Desagüe mostrando la influencia de los movimientos de la ZFES en los patrones de drenaje local. En las dos ramas del sur de la falla principal se pueden apreciar desplazamientos horizontales dextrales en varios ríos o arroyos que han sido cuantificados restaurando la geometría inicial de la red de drenaje.

La figura 4.12 muestra la falla principal en la zona de Desagüe y algunos arroyos con desplazamientos dextrales que alcanzan valores de 100 m. Con estos datos de desplazamiento horizontal y la edad de la red fluvial, hemos estimado una velocidad de desgarre dextral **mínima** para el segmento San Vicente de  **$2,5 \pm 0,2$  mm/a** (Tabla 3.2). Este valor es coherente con la velocidad obtenida en las trincheras para los últimos 8.000 años si consideramos que aquí el movimiento de la ZFES está repartido en al menos tres ramas de la falla.

Para el cálculo de velocidades de la falla a más largo plazo, hemos llevado a cabo medidas de desplazamientos en dos calderas volcánicas antiguas. La figura 4.13a muestra la caldera de La Carbonera (*Rotolo y Castorina, 1998*) al sur de la traza de falla principal, y la posible continuación de esta estructura al norte o noreste, con la presencia de un gran escarpe en los materiales de la Formación Bálsamo. Nos encontramos pues ante un desplazamiento de la caldera La Carbonera de unos  $9 \pm 0,5$  km producidos en los últimos 1,7 Ma, lo que nos indica una velocidad para la falla de  **$\sim 5.3 \pm 0,3$  mm/a**.



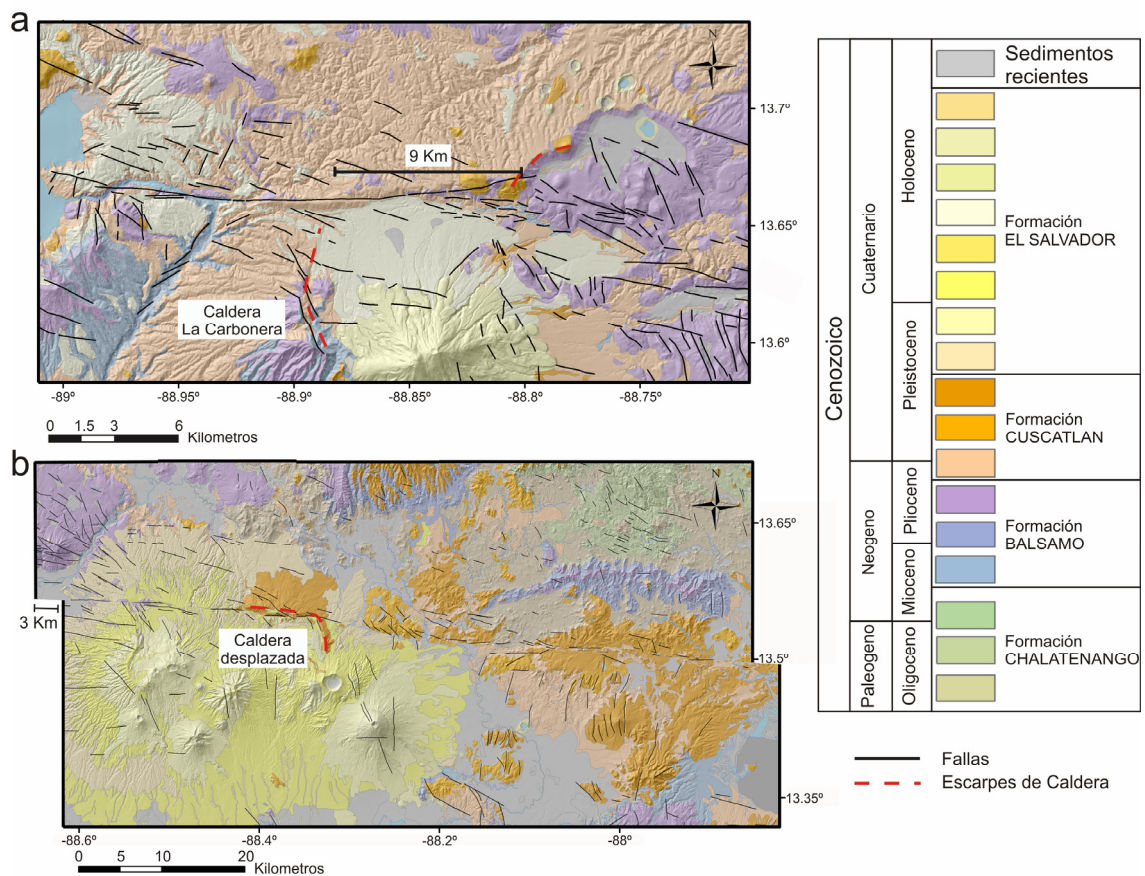


Figura 4.13: a) MDT con la geología del segmento San Vicente que nos muestra el posible desplazamiento lateral dextral de unos 9 km de la caldera La Carbonera. b) MDT con la geología del segmento Berlín que muestra la restauración de la geometría de una caldera antigua. Nuestra mejor correlación indica un desplazamiento horizontal dextral de 3 km.

Más hacia el este, en el segmento Berlín, se observa el relicto morfológico de otra caldera en los materiales de la Formación Cuscatlán (datada en 1 Ma) que aparece cortada y desplazada aproximadamente  $3 \pm 1$  km (Fig. 4.13b), lo que nos aporta una velocidad mínima de la falla en esta zona de  $3 \pm 1$  mm/a. Esta última estructura no parece estar afectada por un desplazamiento vertical significativo por lo que entendemos que la componente vertical de la falla fue pequeña en el segmento Berlín.

Otras de las zonas en las que hemos llevado a cabo estimaciones de desplazamientos es en la cuenca del río Lempa. El área sometida a extensión en esta zona abarca tanto la cuenca del Lempa como la sierra del Lempa, lo que representa una anchura total próxima a 30 km.

Estimamos que para retro-deformar la apertura del *pull apart* y la extensión de la sierra del Lempa, asumiendo que el movimiento de desgarre puro tiene un vector de deslizamiento de  $45^\circ$  de azimuth, serían necesarios 20 km de movimiento. En base a las relaciones empíricas entre el desplazamiento total de una falla y su longitud propuestas por Kim y Sanderson (2005), para un desplazamiento total de 20 km estaríamos ante una falla de entre 150 y 250 km de longitud (Fig. 4.14), lo que coincide bastante bien con la longitud total de la ZFES. Suponiendo que los 20 km de desplazamiento representan el desplazamiento total de la falla desde el Mioceno Superior ( $\sim 5$  Ma), que es la edad que asumimos para la formación de la cuenca y la edad de la Formación Bálsamo (la formación más antigua afectada por la estructura de *pull-apart*), hemos calculado una velocidad media para la ZFES de unos **4 mm/a**. El desplazamiento vertical total varía a lo largo de la zona de falla en función de los cambios en el componente extensional. Estos parecen ser mayores en la parte occidental de la falla, donde la dirección de esta sufre un giro de E-O a ONO-ESE.

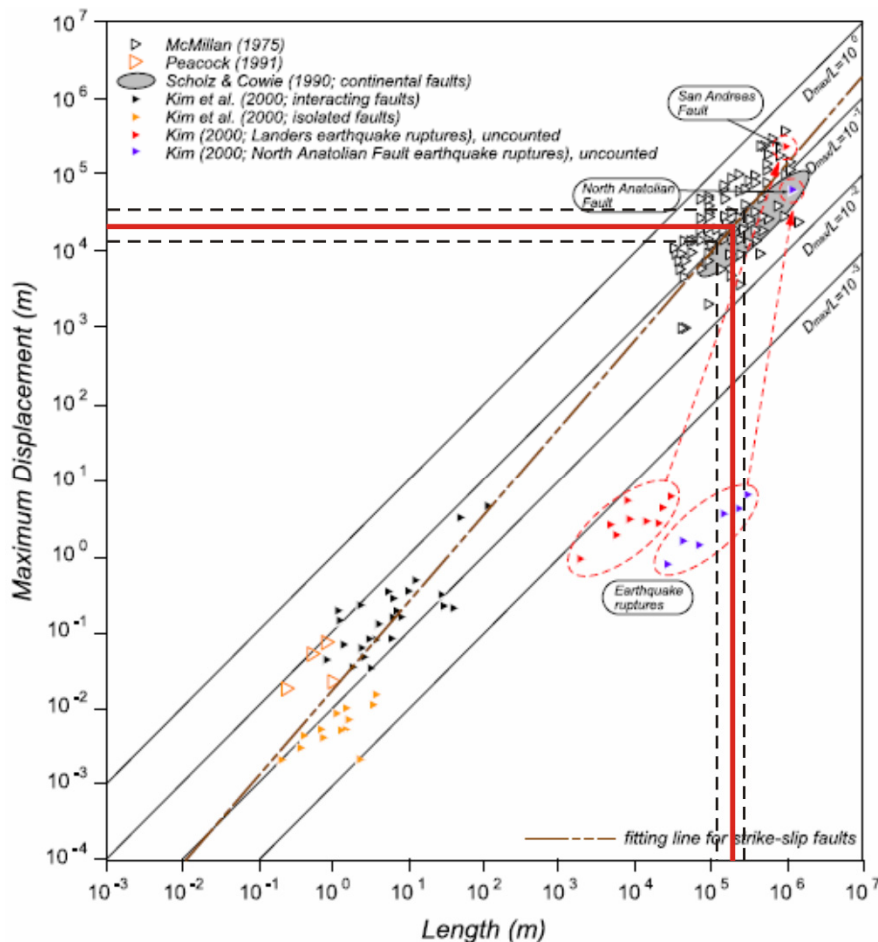


Figura 4.14: Gráfica donde se representa el desplazamiento máximo de la falla en metros ( $d_{max}$ ) frente a su longitud total también en metros ( $L$ ) para fallas de desgarre creada a partir de datos empíricos por Kim y Sanderson (2005). En ella hemos introducido los datos de la ZFES (línea roja continua).

### Comparación con las velocidades obtenidas mediante datos de GPS

Tanto las estimaciones de velocidad para la ZFES a largo plazo (desplazamientos en materiales geológicos) como los cálculos a medio plazo (desplazamientos de la red fluvial) y corto plazo (análisis paleosísmicos) nos hablan de valores muy similares (Tabla 1). La velocidad media para la falla que obtenemos teniendo en cuenta todos nuestro datos es de entorno a  **$4.25 \pm 1.25$  mm/a**.

**Tabla 1** Velocidades de desplazamiento dextral mínimas (mm/a) para la sección Centro-Este de la Zona de Falla de El Salvador.

Fuente	Edad	Velocidad
Trincheras	8.000 a	4 mm/a
Desplazamientos en ríos	36.000 a	5.5 mm/a
Desplazamientos en grandes estructuras geológicas	~ 1 Ma	3-5.3 mm/a
Velocidades de GPS	Deformación actual intersísmica	8.5 mm/a

En los últimos años se han realizado varios trabajos basados en nuevos datos de velocidades GPS obtenidos tanto en redes de temporales como en estaciones permanentes (*De Mets, 2001; Correa-Mora et al., 2009*). De los datos de este último se desprende una velocidad de deformación intersísmica de la zona de desplazamiento principal de la ZFES en la región estudiada de **8,5 mm/a** (diferencia entre las estaciones A y B de la figura 4.15). El déficit de aproximadamente 4 mm/a entre los datos geodésicos y los geológicos usados en esta tesis se pueden explicar por varias razones:

- 1) La deformación está altamente distribuida en la zona, con lo que la falla principal no absorbería todo el movimiento que se registra en los GPS, sino que parte (puede que los 4 mm/a) estaría repartida en el movimiento de las fallas secundarias de la banda de deformación de la ZFES.

- 2) La pérdida de información debida a que los depósitos volcánicos, que son fundamentalmente tefras, cubren los escarpes de falla y dificultan la observación del registro geológico de toda la deformación en superficie asociada a la ZFES.
- 3) La existencia de deformación interna de carácter dúctil que, sumada a la primera razón, podría explicar parte importante del déficit.
- 4) La variación de la velocidad de la falla con el tiempo a lo largo del ciclo sísmico de la falla.

Lo más probable es que el citado déficit se deba a una combinación de estas cuatro razones. Las medidas que se están obteniendo sobre una red de GPS más densa (ZFESNET) en torno a la ZFES (*Staller et al., 2008*) ofrecerá en pocos años datos muy valiosos para comprender la distribución de los desplazamientos y tratará de explicar la velocidad de la falla a corto plazo y su relación con su comportamiento a medio y largo plazo.

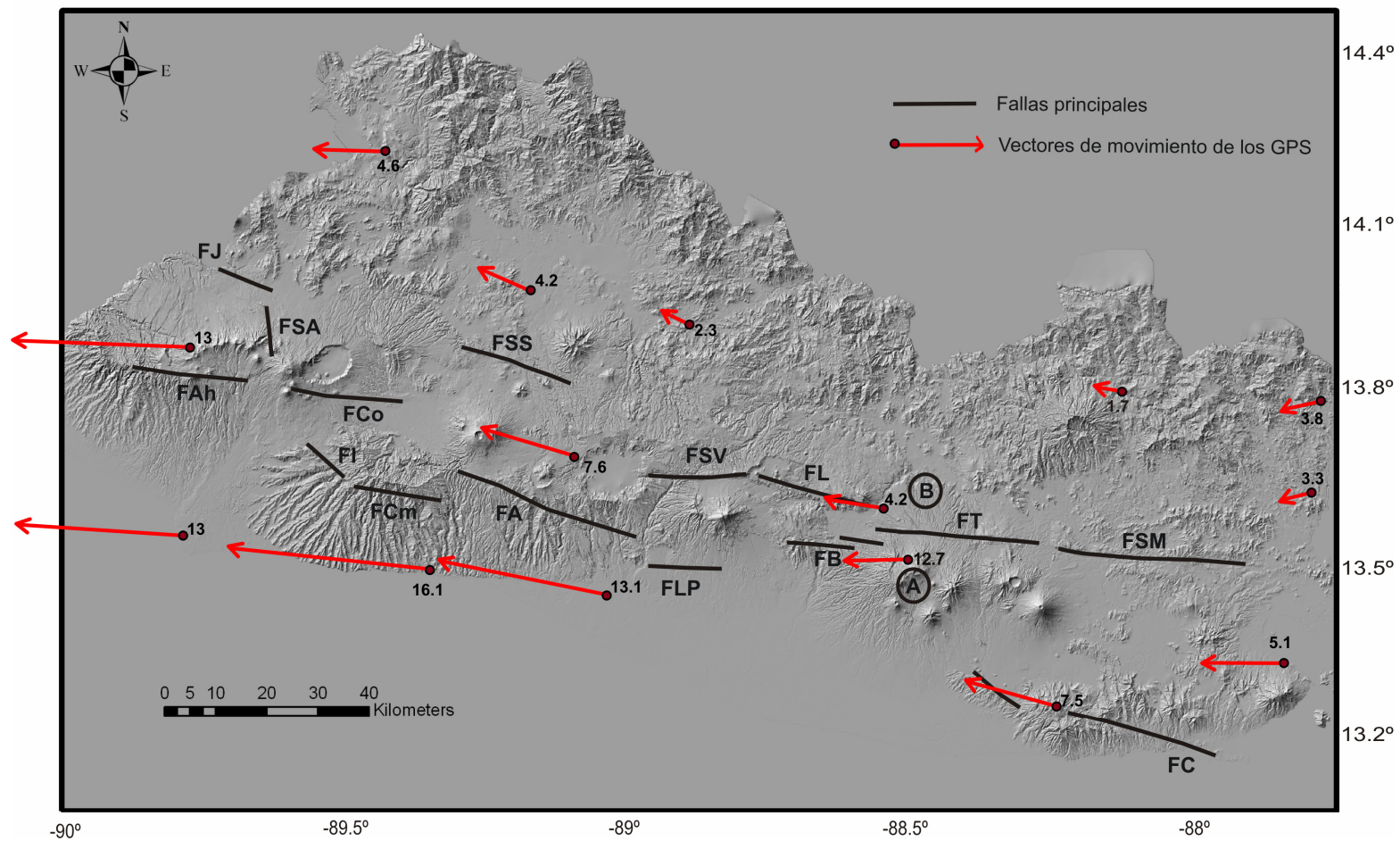


Figura 4.15: MDT de diez metros de resolución de El Salvador con las fallas activas y los datos de GPS tomados de *Correa-Mora et al.* (2009). Las flechas rojas indican la dirección del movimiento y el tamaño mediante vectores y el número es la velocidad en mm/a. A, estación GPS A; B, estación GPS B; FJ, Falla Jalpatagua; FAh, Falla Ahuachapan; FSA, Falla Santa Ana; FCo, Falla Coatepeque; FI, Falla Izalco; FCm, Falla Comasagua; FSS, Falla San Salvador; FA, Falla Apaneca; FSV, Falla San Vicente; FLP, Falla La Paz; FL, Falla Lempa; FB, Falla Berlín; FT, Falla Triunfo; FSM, Falla San Miguel; FC, Falla Chirilagua.

### 4.3. EVOLUCIÓN DE LA ESTRUCTURA DE LA ZFES

A pesar de que esta tesis se ha centrado en el estudio de detalle del sector central y centro oriental de la ZFES, y de la carencia de datos geofísicos que informen acerca de la estructura en profundidad de la falla, en este apartado vamos a llevar a cabo un ejercicio interpretativo de la posible evolución estructural de la zona de falla, que pueda explicar la estructura observada en superficie y su comportamiento sismogénico y paleosísmico.

#### Estructuración local de la ZFES y fracturación secundaria

Vamos a comparar la estructura de la ZFES, los indicadores cinemáticos y las velocidades obtenidas durante nuestro estudio con modelos teóricos y análogos, con el objetivo de conocer el papel que la ZFES juega en la dinámica y la topografía del arco volcánico salvadoreño y la evolución de esta falla con el tiempo. Los modelos análogos de deformación a escala se han aplicado con éxito en el análisis de los parámetros y estructuras de deformación que se generan en regímenes de desgarre (*Schreurs, 1994; McClay y Dooley, 1995; Richard et al., 1995; Schreurs y Colletta, 1998; Schreurs, 2003; Holohan et al., 2008*). La comparación de nuestras observaciones con las estructuras obtenidas en los trabajos experimentales puede arrojar alguna luz sobre la geometría de la ZFES (tanto en superficie como en profundidad), las condiciones de su evolución estructural y su enmarque en el régimen geodinámico de El Salvador. Por último, propondremos un modelo de evolución de la estructura superficial de la falla como una estructura joven generada a través de la unión por crecimiento y coalescencia de distintos planos de falla bajo un régimen de desgarre transtensivo

En la mayor parte de los trabajos previos centrados en la modelización análoga de la formación y crecimiento de zonas de falla zonas sometidas a régimen de desgarre (*Tchalenko, 1970; Logan et al., 1979; Schreurs, 1994*) las estructuras que primero se forman son las fallas sintéticas *Riedel* (R), con ángulos que van desde los 23° hasta los 35° con respecto a la dirección de la cizalla (Fig. 4.16b). Casi de forma simultánea, aparecen las *Riedel* antitéticas (R') formando ángulos con la dirección de la cizalla de ~ 70-78°. Según aumenta la deformación, las fallas iniciales crecen, mientras que otras nuevas se forman.



El modelo de *Schreurs* (1994) presentado en la figura 4.16b corresponde con una zona de deformación por cizalla distribuida en materiales blandos poco cohesivos. Considerando este modelo y en esta etapa de la evolución de la deformación, se observa el desarrollo de dos tipos secundarios de fallas debido a rotaciones locales de los ejes de esfuerzo: fallas *Riedel* de desgarre sinistral ( $R'$ ) formando ángulos con la cizalla de  $60^\circ$  y manteniendo espaciados constantes entre ellas; y fallas *Riedel* de desgarre sinistral ( $R'L$ ) de alto ángulo con la cizalla. A todas estas fallas se las denomina *cross faults*, ya que tienden a crear bloques con límites más o menos transversales a la cizalla. Con el incremento en la deformación, los ángulos entre la dirección de aplicación de la cizalla y las *cross faults* que se generan van disminuyendo. Tanto las *cross faults* como los espacios sin fracturar que quedan entre ellas sufren una rotación horaria alrededor de ejes verticales que genera formas sigmoidales en las estructuras. Al final del experimento (con mayor deformación) las fallas *Riedel* ( $R$ ) suelen ir enlazándose hasta formar las fallas principales paralelas a la cizalla (planos Y).

La ausencia en la ZFES (Fig. 4.16a) de planos Y bien desarrollados y la fuerte interacción entre fallas paralelas a la cizalla al compararse con los modelos análogos nos sugieren que la ZFES debe estar en un estadio temprano de su evolución, lo que significa que es aún un sistema de desgarre joven en proceso de articulación, al menos en niveles superficiales de la corteza.

El Salvador está ampliamente cubierto por depósitos volcánicos recientes procedentes de episodios eruptivos de carácter ácido. El espesor de estos depósitos es muy alto a lo largo del eje volcánico, sobre todo en las Secciones Central y Occidental. La estructura superficial de la ZFES se desarrolla sobre estos depósitos que cubren formaciones más rígidas (como la Formación Bálsamo). La estructura local que hemos descrito anteriormente en este capítulo indica la existencia de distintas ramas paralelas unas a otras que forman la ZFES en superficie. Posiblemente estas ramas se unan en profundidad formando una única zona de falla principal localizada en el sustrato rígido.

Para modelos en regímenes de desgarre transtensional (*Schreurs y Colletta, 1998*), los ángulos de las fallas que se forman al progresar la cizalla son menores que en los modelos de desgarre puro, debido a la componente extensional de la transtensión, como ocurre en la ZFES (Fig. 4.16c).

Entre las zonas de desgarre dextral principales se desarrollan fallas antitéticas de desgarre sinistral. El ángulo de estas últimas fallas también tiende a disminuir con el aumento de la deformación (ángulos de  $53^\circ$  a  $36^\circ$ ), debido a las rotaciones locales de los ejes de esfuerzos inducidos por el movimiento individualizado de bloques limitados por fallas. Al igual que en el modelo de desgarre puro, se produce un desarrollo de fallas normales entre las fallas de desgarre sintéticas y paralelas a ellas (*Schreurs, 1994*).

Estas fallas normales presentan ángulos de entre  $60^\circ$  y  $70^\circ$  y tienen desplazamientos horizontales bajos o inexistentes. Su desarrollo implica cambios locales en la orientación de los principales ejes de esfuerzos, y podría explicar la componente normal observada a veces en las fallas E-O de la ZFES.

La distribución de las fallas cartografiadas en la ZFES unido a los resultados de modelos tectónicos regionales de distribución de esfuerzos y deformaciones (*Alvarez-Gomez et al., 2008; Correa-Mora et al., 2009*) apuntan a un régimen transtensivo como régimen geodinámico de esfuerzos en la zona durante el Cuaternario.

#### Estructuración regional: modelo evolutivo

Si nos fijamos en la geometría general de la ZFES (Fig. 4.16), observaremos como la zona de desplazamiento principal (marcada por las principales fallas con trazas gruesas negras) presenta una ligera concavidad hacia el norte que favorece una componente extensional en la parte oeste de la zona de falla (zona sombreada en amarillo), con el subsiguiente desarrollo de depresiones tectónicas donde aparece el vulcanismo y abundante fracturación normal ONO-ESE y NO-SE con escarpes importantes.

En algunos lugares, como el frente norte de la Cordillera de Apaneca o el escarpe de falla del segmento San Vicente, la altura de los escarpes es excesivamente grande para haber sido generados únicamente por la componente vertical del movimiento de desgarre transtensivo. Estos escarpes de falla normal, y también la depresión longitudinal (aunque discontinua) conocida como “*Median trough of El Salvador*” (*Williams y Meyer-Abich, 1955; Carr, 1976*), pueden explicarse por estar asociados a una estructuración extensional previa similar a la identificada en la evolución tectónica de Nicaragua que generó el graben de Nicaragua.

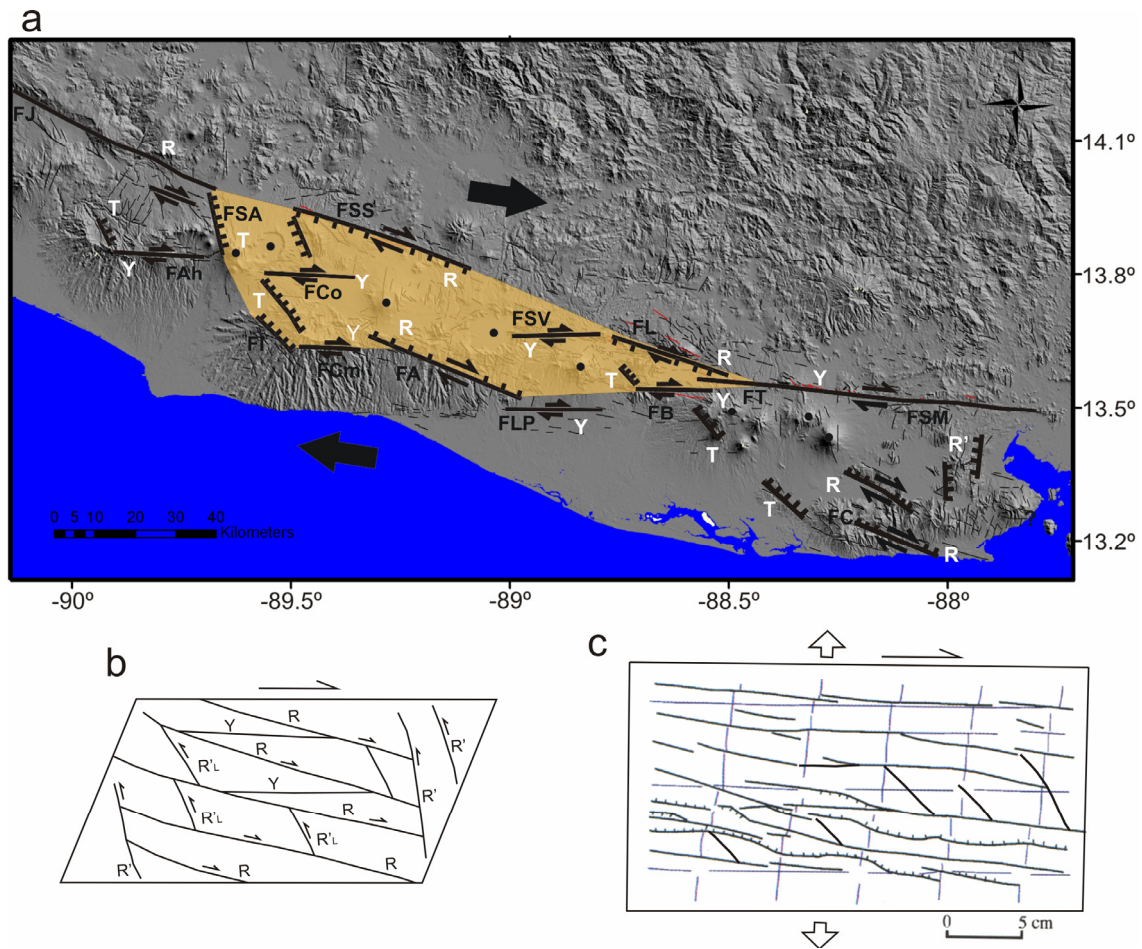


Figura 4.16: a) MDT de El Salvador con una síntesis de las principales fallas activas y nuestro modelo tectónico. Las líneas negras marcan las trazas de las fallas principales y los puntos negros marcan los principales volcanes activos. El área coloreada en amarillo representa la zona deprimida limitada por fallas de la ZFES y que tradicionalmente se ha considerado como la “Median Trough of El Salvador” (William y Meyer-Abich, 1955 y Carr, 1976). Dentro de esta figura están incluidas las distintas estructuras que se forman bajo un sistema de cizalla simple dextral con condiciones ideales. Los nombres asociados a las distintas fallas (R, R', Y, T y P) hacen referencia a la terminología de *Tchalenko y Ambraseys, 1970*. b) Estructura final obtenida en un modelo análogo de desgarre puro con cizalla distribuida. c) Esquema del estadio final de un modelo análogo que simula un desgarre transtensional creado por *Schreurs y Colleta (1998)*. FJ, Falla Jalpatagua; FAh, Falla Ahuachapan; FSA, Falla Santa Ana; FCo, Falla Coatepeque; FI, Falla Izalco; FCm, Falla Comasagua; FSS, Falla San Salvador; FA, Falla Apaneca; FSV, Falla San Vicente; FLP, Falla La Paz; FL, Falla Lempa; FB, Falla Berlín; FT, Falla Triunfo; FSM, Falla San Miguel; FC, Falla Chirilagua.

Durante el Plioceno, Nicaragua sufrió una extensión de dirección NE-SO que fue el evento tectónico responsable de la apertura de la Depresión de Nicaragua (Weinberg, 1992). Según Schellart (2005), la disminución en la tasa de convergencia de las placas pudo inducir la retracción de la subducción, provocando un proceso de *roll back* de la placa de Cocos, lo que produjo una extensión en el *backarc* o *intra-arc* de la placa de Caribe con la formación de fallas normales de dirección N 130° E a modo de *rift*. Weinberg (1992) propuso que la deformación actual que afecta a la Depresión de Nicaragua sigue un régimen transtensional de desgarre dextal localizado a lo largo del frente volcánico de Centroamérica y que está sobreimpuesto al *rift* previo. Esta última fase de desgarre resultaría en la formación de múltiples familias de fallas de direcciones tanto paralelas como transversales a la dirección de la depresión. El Salvador debió sufrir una extensión similar en el mismo período, pero con tasas de extensión menores, lo que generaría pequeñas estructuras de graben de menores dimensiones y desconectadas entre sí a lo largo del arco volcánico (Fig. 4.17). Este régimen tectónico generó las fallas normales de direcciones ONO-ESE y E-O, la depresión central de El Salvador y los edificios volcánicos alineados E-W como los que controlan el borde norte de la cuenca de Lempa. Estas estructuras preexistentes estarían siendo utilizadas y rejugadas por la tectónica transtensional cuaternaria.

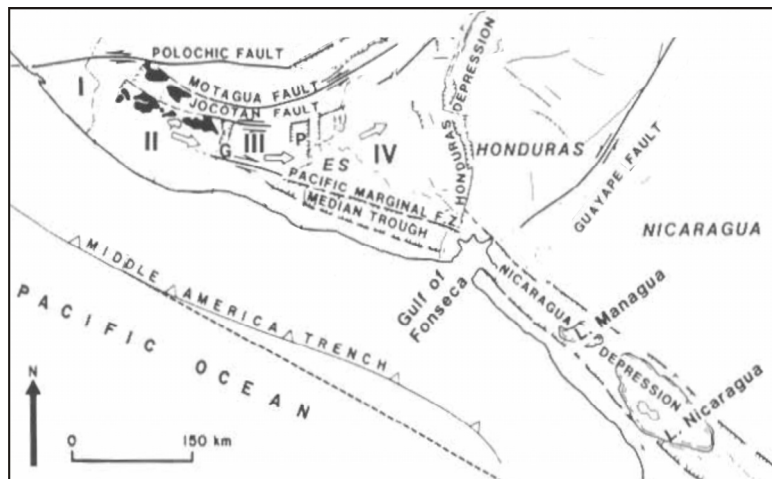


Figura 4.17: Modelo tectónico de Nicaragua, El Salvador y Honduras modificado de *Burkart y Self* (1985). En esta figura el arco volcánico de El Salvador se intpreta como un graben similar a la Depresión de Nicaragua.

La figura 4.18 muestra un modelo sinóptico de evolución desde el Plioceno hasta la actualidad a partir de nuestro análisis estructural y de la tectónica regional.

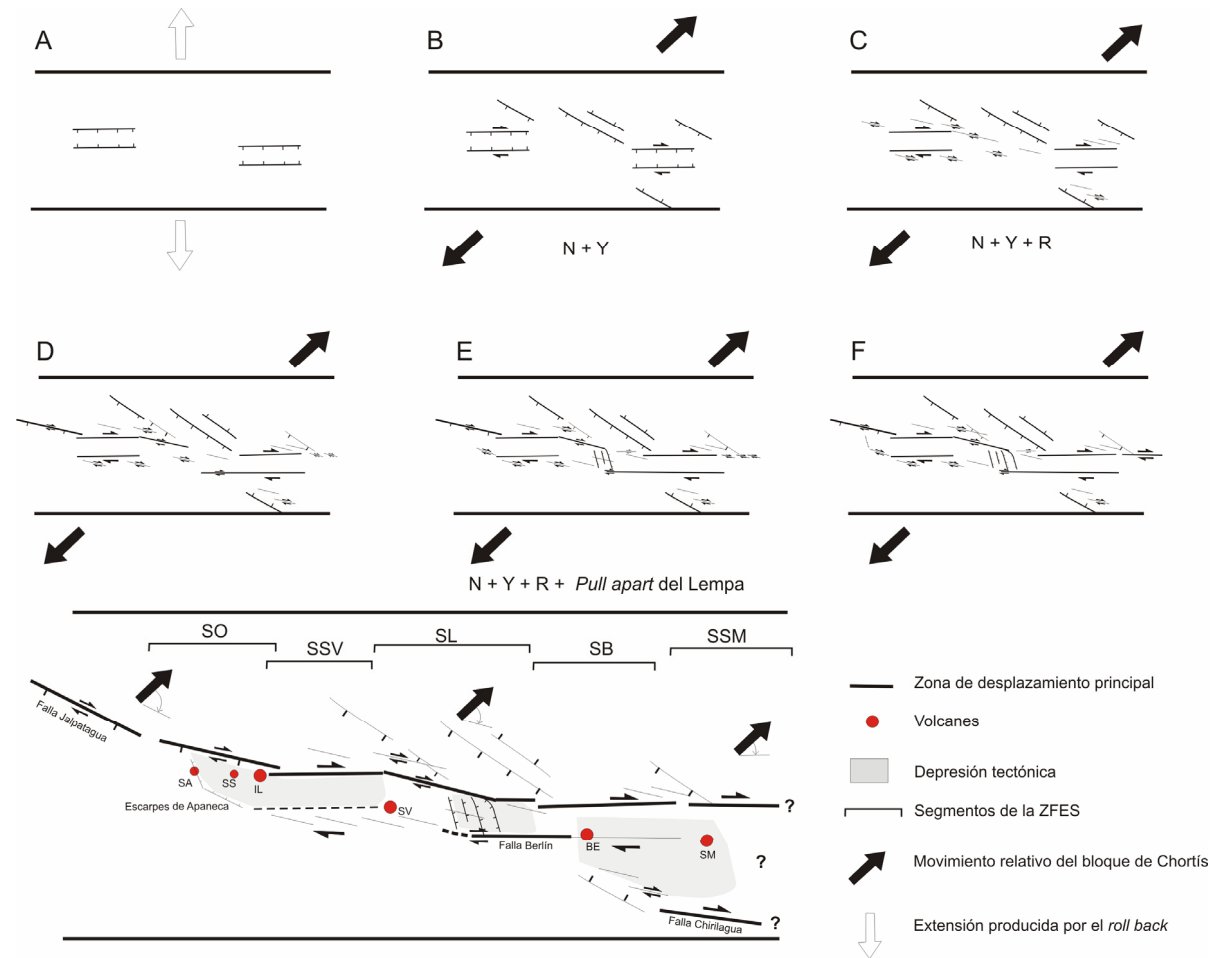


Figura 4.18: Modelo sinóptico de evolución para la ZFES. N, fallas normales; Y, planos Y; R, planos *Riedel*; SO, segmento oeste; SSV, segmento San Vicente; SL, segmento Lempa; SB, segmento Berlín; SSM, segmento San Miguel; SA, volcán Santa Ana; SS, volcán San Salvador; IL, caldera de Ilopango; SV, volcán San Vicente; BE, volcán Berlín; SM, volcán San Miguel.

Partimos de una etapa extensional con la formación de pequeños grabens (fase A, Fig. 4.18). Ya probablemente en el Cuaternario el cambio en el régimen geodinámico de la zona generado por la deriva de la placa Caribe hacia el este (*Álvarez-Gómez et al., 2008, Correa-Mora et al., 2009*) provocó el inicio del régimen de desgarre transtensivo. Una vez instaurado este régimen van generándose planos Y que, en algunos casos, utilizan los planos de falla creados en la etapa anterior y fallas normales secundarias (fase B, Fig. 4.18). A medida que progresa la deformación, se van formando los planos R y los planos Y progresan (fases C y D, Fig. 4.18). En algunas zonas, y dependiendo de la componente extensional del desgarre, se generan las cuencas pull apart (fases E y F, Fig. 4.18).

El régimen transtensional de desgarre dextral propuesto por *Weinberg (1992)* es coherente con los datos recogidos durante la realización de esta tesis doctoral. La ausencia en los datos de velocidades GPS de Nicaragua y El Salvador de una componente de movimiento normal a la fosa significativa implica el escaso o nulo acoplamiento de placa que subduce (placa de Cocos) a lo largo de la interfase (*Álvarez-Gómez et al., 2008*). El movimiento de desgarre dextral que sufre El Salvador está relacionado con la deriva de la placa de Caribe, lo que genera el movimiento relativo del bloque de Chortís hacia el este (*Cáceres et al., 2005; Guzmán-Speziale et al., 2005; Álvarez-Gómez et al., 2008; Correa-Mora et al., 2009*), y no con la partición de la deformación por la oblicuidad en la subducción tal y como proponía *DeMets (2001)*, ya que no existe acoplamiento que permita la transmisión de los esfuerzos desde la subducción.

La complejidad de la estructura de la ZFES y las variaciones en cuanto a la cinemática a lo largo del desgarre provienen del carácter incipiente de la estructura superficial de la zona de falla y de las variaciones laterales del ángulo entre la zona de desplazamiento principal y las fuerzas de deriva de la placa de Caribe.



#### 4.4. CONCLUSIONES DEL ANÁLISIS ESTRUCTURAL

La gran cantidad de datos que hemos podido recopilar durante nuestro estudio estructural nos han permitido avanzar de forma significativa en el conocimiento de la estructura de la ZFES y de su evolución. Se ha evidenciado que la deformación está distribuida a diversas escalas. Esta distribución ha sido observada a escala de afloramiento en las trincheras excavadas, en las que se aprecia una estructura en flor, con anchuras que superan en ocasiones los 40 metros, formadas por planos de falla que convergen en profundidad. A escalas cartográficas, esta distribución se expresa en una estructura superficial compleja y en la escasez de planos de cizalla paralelos a la dirección regional de la ZFES (planos Y) bien desarrollados, lo que sugiere que se trata de una zona de falla de desgarre que se encuentra en las primeras etapas de su evolución y nos indica que la estructura superficial relativamente joven y/o inmadura. La geomorfología y la estructura superficial de la zona de falla sugieren movimientos laterales dextrales con una fuerte componente transtensiva, sobre todo en las zonas de solapamiento de planos Y como son las cuencas *pull-apart*.

La velocidad obtenida para la falla principal de la ZFES a partir de datos paleosísmicos es de  $4.25 \pm 1.25$  mm/a para los últimos 8000 años. Esto implica un déficit de deformación con respecto a los datos de velocidades intersísmicas obtenidas a partir de datos GPS. Esta diferencia indica que parte de la deformación de cizalla parece absorberse en fallas secundarias fuera de la falla principal, o bien en deformación interna. Por ello, se hace necesario continuar en el futuro el estudio paleosísmico y estructural en la zona a fin de determinar de forma más precisa la distribución de la deformación a lo largo de la ZFES.

La estructura y cinemática de la ZFES a escala regional, los datos cinemáticos extraídos de las trincheras y las morfologías y dimensiones de los escarpes cuaternarios asociados a la falla principal son coherentes con la existencia en El Salvador de una etapa extensional, previa al régimen de desgarre, similar al *rifting* ocurrido en Nicaragua durante el Plioceno. Esta etapa generó estructuras y escarpes que en el cuaternario están siendo retocadas y/o rejugadas por el sistema actual de desgarre transtensivo.

Una de las cuestiones claves a tratar en el futuro es la naturaleza de la estructura de la ZFES en profundidad. El análisis estructural, al igual que al paleosísmico, parece sugerir que varios segmentos de la ZFES pueden moverse a la vez durante un único evento sísmico, con lo cual la estructura de la falla tiene más continuidad a profundidades sismogénicas que en superficie. Se hacen necesarios estudios geofísicos para clarificar esta cuestión, muy importante en cuanto a la determinación de la peligrosidad y el riesgo sísmico en la zona.

## 5. CONCLUSIONES

Una vez discutidas las implicaciones de nuestro estudio y obtenidas las conclusiones parciales en cada uno de los capítulos correspondientes a las diferentes metodologías que hemos empleado, en este capítulo agrupamos de forma sintética las conclusiones más importantes que podemos extraer de esta tesis y sus implicaciones en la tectónica activa que pensamos pueden ser de utilidad para mejorar las estimaciones de la peligrosidad sísmica de la zona. Nuestro estudio parte de un marco geodinámico en el que las deformaciones recientes observadas en El Salvador se enmarcan dentro de la dinámica de un sistema de punto triple difuso entre las placas de Norteamérica, Caribe y Cocos (*Plafker, 1976; Guzmán-Speziale et al., 1989; Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha, 2000; Lyon-Caen et al., 2006*), donde el bloque de Chortís se deforma principalmente como efecto de la deriva hacia el este de la placa de Caribe con respecto a la de Norteamérica, produciendo una zona de desgarre con componente transtensivo en El Salvador (*Álvarez-Gómez et al., 2008*).

En El Salvador, el régimen transtensivo producido por el movimiento del bloque de Chortís hacia el este se traduce en deformación de desgarre dextral transtensiva a lo largo de la Zona de Falla de El Salvador (ZFES). Con anterioridad a este estudio ya se había hecho referencia a la ZFES como la responsable del terremoto de El Salvador de febrero de 2001 de desgarre dextral (*Martínez-Díaz et al., 2004*), pero nuestro trabajo (capítulo 2) ha servido para concretar el segmento que generó dicho terremoto, así como para aproximar las dimensiones y características de la rotura. Las campañas de campo que hemos realizado, junto con la cartografía de detalle de las fallas activas de la ZFES, la cartografía detallada de la ruptura superficial, el análisis de mecanismos focales, los cambios de esfuerzos estáticos inducidos y energía liberada y la distribución espacial de los deslizamientos disparados por el terremoto, constituyen una base de datos y evidencias muy importante a la hora de entender el contexto tectónico de este evento sísmico, su influencia mecánica en el entorno y su influencia en la peligrosidad.

El mapa de fallas activas que hemos elaborado sugiere que la ZFES está formada por cinco segmentos geométricos. El hecho de que el terremoto de febrero de 2001 rompiera todo el segmento San Vicente nos hace pensar que estos segmentos geométricos puedan considerarse también como segmentos de falla sismogénicos.

La ruptura superficial del terremoto del 13 de febrero de 2001 se produjo a lo largo de aproximadamente 21 km, en un plano de falla E-O y buzamiento entre 70° y 85° S. El terremoto generó ruptura superficial cosísmica clara de la falla a lo largo de su traza, que no fue reconocida hasta este estudio. El análisis de esta ruptura superficial reconocida en el segmento San Vicente nos aporta un salto máximo de desgarre dextral de ~ 0,6 m en la parte central del segmento que disminuye hacia el este. No existen datos que puedan informar de si el salto disminuye también hacia el sector occidental del segmento.

El terremoto de febrero de 2001 generó un aumento significativo de esfuerzos estáticos de Coulomb en los segmentos de la ZFES situados al este del segmento de San Vicente. Gran parte de la actividad sísmica posterior al 2001 se localiza sobre la ZFES en los bordes de la ruptura de 2001 y en zonas donde han aumentado dichos esfuerzos, y también en las zonas de vulcanismo activo próximas a la falla (Ilopango, Berlín y San Miguel). Por ello es importante determinar si terremotos como el de Mw 6.6 de febrero de 2001 afectan a la dinámica de la falla a corto y medio plazo, y en qué medida lo hacen, ya que la ruptura de un segmento puede producir un incremento instantáneo de la peligrosidad sísmica en los segmentos adyacentes. Los segmentos de falla Lempa y Berlín, localizados hacia el este de la ruptura de febrero de 2001, han sufrido un aumento de esfuerzos estáticos de Coulomb como resultado del mismo, que los pueden haber acercado a la inestabilidad. Sin embargo, no existen datos en cuanto a la recurrencia o la edad de la última ruptura en dichos segmentos lo que hace necesario extender en ellos estudios paleosísmicos.

Los estudios paleosísmicos mediante trincheras, las dataciones con C14 y los estudios de la estructura a escala de afloramiento aportan información importante sobre la historia de ruptura de la ZFES (capítulo 3). A lo largo del segmento San Vicente, los datos de las trincheras revelan que las principales fallas en esta zona forman parte de una estructura de desgarre dextral en la que se ha identificado un desplazamiento medio por evento (DPE) que varía desde 0,6 a 3 m (pudiendo llegar hasta un máximo de 9,6 m). Estos resultados implican que la ZFES ha sido capaz en el pasado de generar terremotos de magnitudes  $M_w > 7.0$ , y muestran evidencias de que han ocurrido, al menos, siete terremotos con ruptura superficial en los últimos 8.000 años.

La ocurrencia de eventos de  $M_w > 7.0$  es muy importante, ya que hasta ahora este tipo de terremotos de gran magnitud se habían relacionado únicamente (usando exclusivamente como criterio su tamaño) con la zona de subducción (alejada de los lugares poblados de El Salvador). Los resultados paleosísmicos obtenidos introducen nuevos datos a tener en cuenta a la hora de calcular la peligrosidad sísmica, ya que inducirían valores de aceleración pico, significativamente más elevados y más próximos a las poblaciones salvadoreñas.

La edad de los eventos paleosísmicos identificados combinada con la velocidad media de movimiento de la falla (4 mm/año) sugiere intervalos de recurrencia para eventos de mayor magnitud ( $M_w > 7.0$ ) de  $\sim 750$  años. Sin embargo, una conclusión importante de nuestro estudio es que los terremotos de tamaño moderado ( $6.0 < M_w < 7.0$ ) generados por la ruptura de un solo segmento, como el evento de febrero de 2001, son difíciles de reconocer en las trincheras y apenas dejan evidencias identificables debido a su pequeño salto y su componente horizontal. Por ello el intervalo de recurrencia de eventos destructivos de  $M_w > 6.0$  debe ser bastante inferior.

Con el objetivo de describir la estructura y la cinemática de la ZFES, y de estimar velocidades de movimiento de la falla a más largo plazo que las determinadas mediante la paleosismicidad, hemos dividido la falla en cuatro secciones y analizado la estructura de cada segmento a escala regional utilizando la cartografía geológica y el modelo digital del terreno (capítulo 4). Los análisis de la estructura de la falla nos han llevado a la identificación de desplazamientos a largo plazo producidos por el movimiento de ésta gracias a la reconstrucción de las geomorfologías originales de los ríos y valles y morfologías erosivas y volcánicas, así como a la retrodeformación de la apertura de la cuenca del Lempa. Los desplazamientos horizontales que hemos obtenido de este análisis estructural sugieren una velocidad media para la falla principal en la Sección Centro-Este de  $\sim 4.25 \pm 1.25$  mm/a. Este valor es inferior a los 8 mm/a de velocidad de deformación para esa misma sección de la ZFES que indican los datos de velocidades de GPS. Este déficit se explica porque los valores paleosísmicos se refieren exclusivamente a las deformaciones asociadas a la rama principal de la ZFES, mientras que los datos de GPS engloban tanto la deformación asociada a la zona de desplazamiento principal como a las fallas secundarias y la deformación interna.

La presencia de formaciones volcánicas masivas y muy recientes, y la densa vegetación propia del clima subtropical que tiene El Salvador hace que sean muy escasos los indicadores de fracturación activa y los afloramientos de la estructura de la ZFES. A pesar de esto, la cantidad de datos que hemos podido recopilar nos han permitido inferir ciertos detalles de la estructura de la ZFES y de su evolución. La presencia de una estructura superficial compleja en la zona con abundante fracturación secundaria tipo “R” y el escaso número de fallas tipo “Y” bien desarrolladas es característico de zonas de desgarre en fases inmaduras de su evolución con poco desplazamiento acumulado y nos indica que la ZFES es un sistema de desgarre relativamente joven.

En base a todos estos datos, hemos propuesto una evolución para la falla en la cual la zona habría sufrido una etapa de tectónica extensional equivalente al *rifting* descrito en Nicaragua durante el Plioceno, aunque menos intensa, con la formación de estructuras extensionales orientadas con direcciones E-O y carácter discontinuo, cuyos relictos están en la actualidad siendo retocadas y deformadas por el sistema de desgarre transtensivo de la ZFES asociado al movimiento del bloque de Chortís hacia el este.

La gran cantidad de fallas activas de edad Cuaternaria con expresión en la superficie en El Salvador nos indica que la probabilidad de que se produzcan terremotos de magnitud moderada en el país es muy elevada. La irregularidad y multiplicidad de fallas y segmentos y la gran complejidad de algunas partes de la estructura de la ZFES, junto con los pocos desplazamientos acumulados encontrados, son aspectos típicos de sistemas de fallas inmaduros, lo que hace más difícil la estimación de la peligrosidad sísmica que implican. Todo ello apoya la necesidad de nuevos estudios que caractericen las trazas de la falla.

Una de las cuestiones clave que queda abierta para el futuro, y que es de gran importancia para mejorar el entendimiento del potencial sismogénico de la ZFES, es la naturaleza de su estructura en profundidad. Los desplazamientos a largo plazo descritos en el capítulo 4, junto con los terremotos de magnitud  $M_w > 7.0$  identificados mediante el análisis paleosísmico, sugieren que varios segmentos de la ZFES pueden moverse juntos en un único evento, con lo cual la estructura de la falla tiene mayor continuidad a profundidades sismogénicas que la que se observa en superficie. Se hacen necesarios estudios de prospección geofísica para clarificar esta cuestión.



## EPÍLOGO

A pesar de que el terremoto de El Salvador de febrero de 2001 fue de magnitud moderada ( $M_w$  6.6), se produjeron grandes daños y numerosos muertos y heridos debidos tanto a la propia ruptura sísmica como a la gran cantidad de deslizamientos disparados. El riesgo sísmico en los alrededores de la ZFES, lo que incluye la ciudad de San Salvador con más de 2 millones de habitantes y las ciudades de San Vicente y San Miguel, es muy alto pues incluso terremotos moderados pueden causar gran número de muertos y graves daños económicos y personales debido fundamentalmente a la elevada vulnerabilidad. Además, en un país con una gran deforestación, una expansión de la población muy rápida y sobre todo incontrolada, con numerosos asentamientos en zonas donde la propiedad de la tierra es “difusa” como las lindes, taludes de la carretera Panamericana, etc., que son zonas muy escarpadas y susceptibles de sufrir grandes aceleraciones del terreno debido a los terremotos e importantes deslizamientos, la correcta evaluación de la peligrosidad sísmica es fundamental a la hora de realizar planes de urbanismo adecuados que minimicen los daños.

Los estudios que hemos llevado a cabo en El Salvador en estos últimos años han supuesto el comienzo del análisis de la tectónica activa y la actividad paleosísmica de la Zona de Falla de El Salvador (ZFES), que era una falla desconocida hasta el año 2004. Como es habitual en cualquier estudio de carácter científico, y más siendo pioneros en la aplicación de metodologías en una zona, la realización de esta tesis ha generado muchas más preguntas que respuestas.

¿Cuál es la velocidad de movimiento de la ZFES? ¿Existen o han existido variaciones en la velocidad de la falla con el tiempo? ¿Y entre los distintos segmentos? ¿La ZFES es en profundidad una única estructura con continuidad o es una estructura compleja en proceso de estructuración? ¿Podría moverse toda la falla en un único terremoto? ¿Existe alguna relación entre la actividad sísmica asociada a la ZFES, la posición de los edificios volcánicos activos de su entorno y la actividad volcánica? ¿Cuándo cambió el régimen tectónico en la zona de extensional a desgarre transtensional? ¿Puede tener esto un reflejo en la actividad de los volcanes o viceversa?

A pesar de todos estos interrogantes, y muchos más que han surgido y surgirán en el futuro, los resultados que hemos obtenido han supuesto una llamada de atención sobre la importancia de los estudios paleosísmicos y estructurales en El Salvador. La conclusión principal de la tesis es que la ZFES es una fuente sismogénica de importancia regional con un potencial destructor grande. Esta falla debe ser incorporada en los cálculos de la peligrosidad sísmica de El Salvador y considerada en los planes de ordenación del territorio. Así mismo, los resultados de carácter sismotectónico y estructural combinados con otros trabajos previos de escala regional (*Álvarez-Gómez, 2008* y *Correa-Mora et al., 2009*) nos permiten afirmar que la ZFES es una estructura tectónica de importancia regional implicada en la evolución geodinámica reciente del bloque de Chortis.

A continuación, resumimos varios aspectos que, a raíz de los resultados obtenidos y sobre todo de las dificultades encontradas en algunas partes del estudio, convendrían ser abordados en los próximos años para entender un poco mejor la tectónica activa de El Salvador.

- En relación con la segmentación de la falla, sería necesario extender los estudios paleosísmicos a otros segmentos de la ZFES con el fin de calibrar las observaciones en cada uno de ellos y confirmar o descartar la posibilidad de que los segmentos puedan romper juntos a través de grandes eventos sísmicos.
- Estudio en profundidad de la falla. Para conocer la continuidad de esta en profundidad, lo que influirá de forma importante en el tamaño máximo potencial y peligrosidad de los terremotos.
- Realizar dataciones absolutas de numerosas formaciones de tefras de edad cuaternaria reciente (de las que ahora se desconoce la edad o bien ésta es relativa pues se basa en correlaciones poco fiables) que están afectadas por la fracturación o están cubiertas, y determinación de los espesores de dichas tefras. El conocimiento de estas edades nos ayudará a la hora de entender el grado de madurez y la velocidad de formación de la estructura de la ZFES y a constreñir las edades de paleoterremotos. Además, son muy importantes para intentar extraer relaciones entre la actividad sísmica y la volcánica.

- Analizar la continuación lateral de la estructura hacia Guatemala y Nicaragua. Para definir la ZFES hay que determinar sus límites. Es muy importante conocer la continuidad de la falla hacia el sistema de Jalpatagua en Guatemala y determinar qué ocurre con la ZFES en Nicaragua, si el desgarre se transfiere lateralmente hacia la zona marina o si desaparece de algún modo.
- Revisión de los registros de sismicidad histórica. En esta tesis se han revisado, muy por encima, alguno de los terremotos históricos destructivos de El Salvador y su posible relación con la ZFES. No obstante sería necesaria una revisión y un estudio más exhaustivo de sus localizaciones, sin prejuicios basados en el tamaño del evento, con el fin de asociar o descartar la relación de algunos de los grandes terremotos destructivos de la época colonial con el movimiento de la ZFES.



## APÉNDICE A

### COMPLETITUD DEL CATÁLOGO SÍSMICO

A finales de 1983, se instaló la Red Nacional de Telemetría Sísmica, compuesta por diez estaciones equipadas con sensores verticales modelo S-13. A finales de 1991 la red se incrementó en once estaciones equipadas con sensores verticales modelo SS-1. Actualmente, se encuentran en funcionamiento quince estaciones telemétricas ubicadas en el interior del país. La distribución de las estaciones telemétricas así como los lugares de ubicación se muestran en la figura A1 y en la tabla A1.

En este estudio se ha utilizado un catálogo sísmico elaborado por el Servicio Nacional de Estudios Territoriales de El Salvador a partir de datos de la red local de El Salvador, que consta de 15 estaciones sísmicas. Los datos de magnitud  $M_w$  han sido homogeneizados con los datos procedentes de las distintas redes sísmicas de Centroamérica. Para determinar la completitud del registro sísmico, los técnicos del SNET realizaron un análisis visual de la distribución temporal de la sismicidad agrupada en intervalos de magnitud de 5 décimas, en el rango de magnitudes mayores que  $M_w$  3.5 (Fig.A2) (*Stepp, 1973*). En la tabla A2 se muestran los años de inicio del período de completitud (año de referencia) estimados para cada rango de magnitudes, a partir de la observación de la figura A2. El inicio del periodo de completitud viene marcado, idealmente, por una inflexión en el registro de eventos de determinado rango de magnitud. La determinación exacta de esta inflexión, sin embargo, no es siempre evidente. Este hecho es especialmente claro en el caso de los rangos de magnitud mayores ( $M_w > 5.5$ ). Debe tenerse en cuenta que, dado que la recurrencia de tales eventos puede variar desde centenares a miles de años, sería necesario disponer de una ventana temporal más extensa que la del catálogo para detectar con claridad el inicio del período de completitud. Para subsanar este problema se ha optado por situar el inicio del período de completitud, para los mayores rangos de magnitud, próximo al inicio del registro histórico, hacia el año 1500.

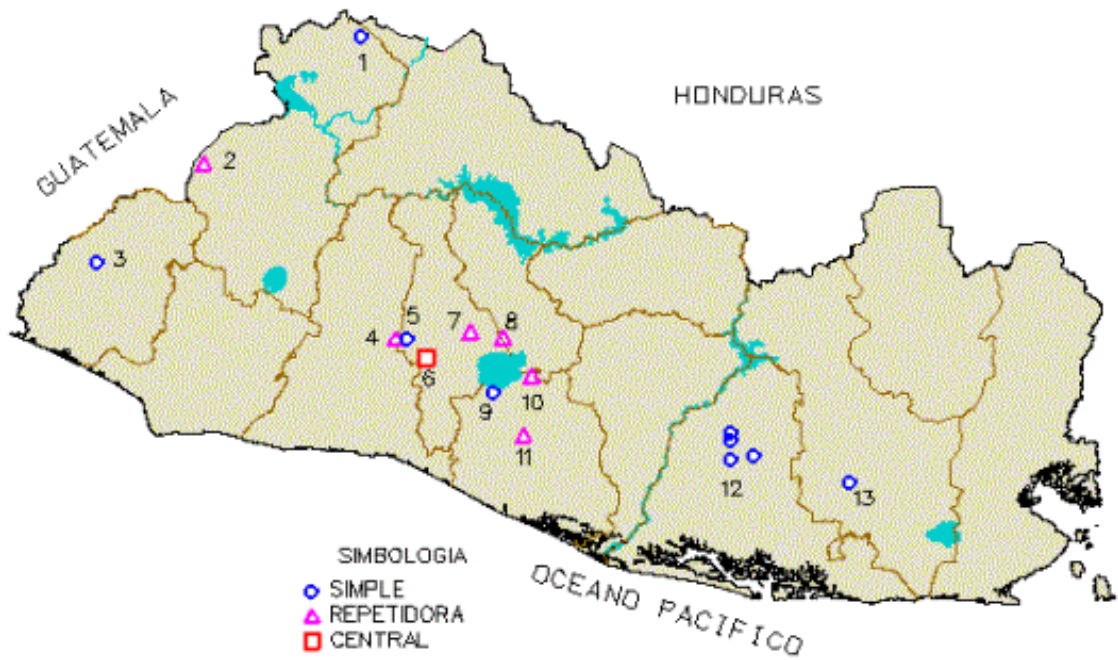


Figura A.1: Mapa de El Salvador con la distribución de las estaciones telemétricas de la red sísmica del país.

TABLA A1. Estaciones telemétricas de la red sísmica de El Salvador

No.	Código	Ubicación
1	MTO2	Cerro Montecristo, Santa Ana
2	YPE	Candelaria de la Frontera, Santa Ana
3	CUS	Tacuba, Ahuachapán
4	BOQ6	El Boquerón, Volcán de San Salvador
5	PIC4	El Picacho, Volcán de San Salvador
6	CIG	Estación Central, San Salvador
7	LFU	San Martín, San Salvador
8	LBR3	San Martín, San Salvador
9	LFR1	San Miguel Tepezontes, San Salvador
10	LCB2	San Emigdio Tepezontes, Cuscatlán
11	QZA	El Rosario, La Paz
12	LALZ, SJUZ, LPAZ, SDMZ	Berlín, y Santiago de Maria, Usulután
13	VSM	Volcán San Miguel



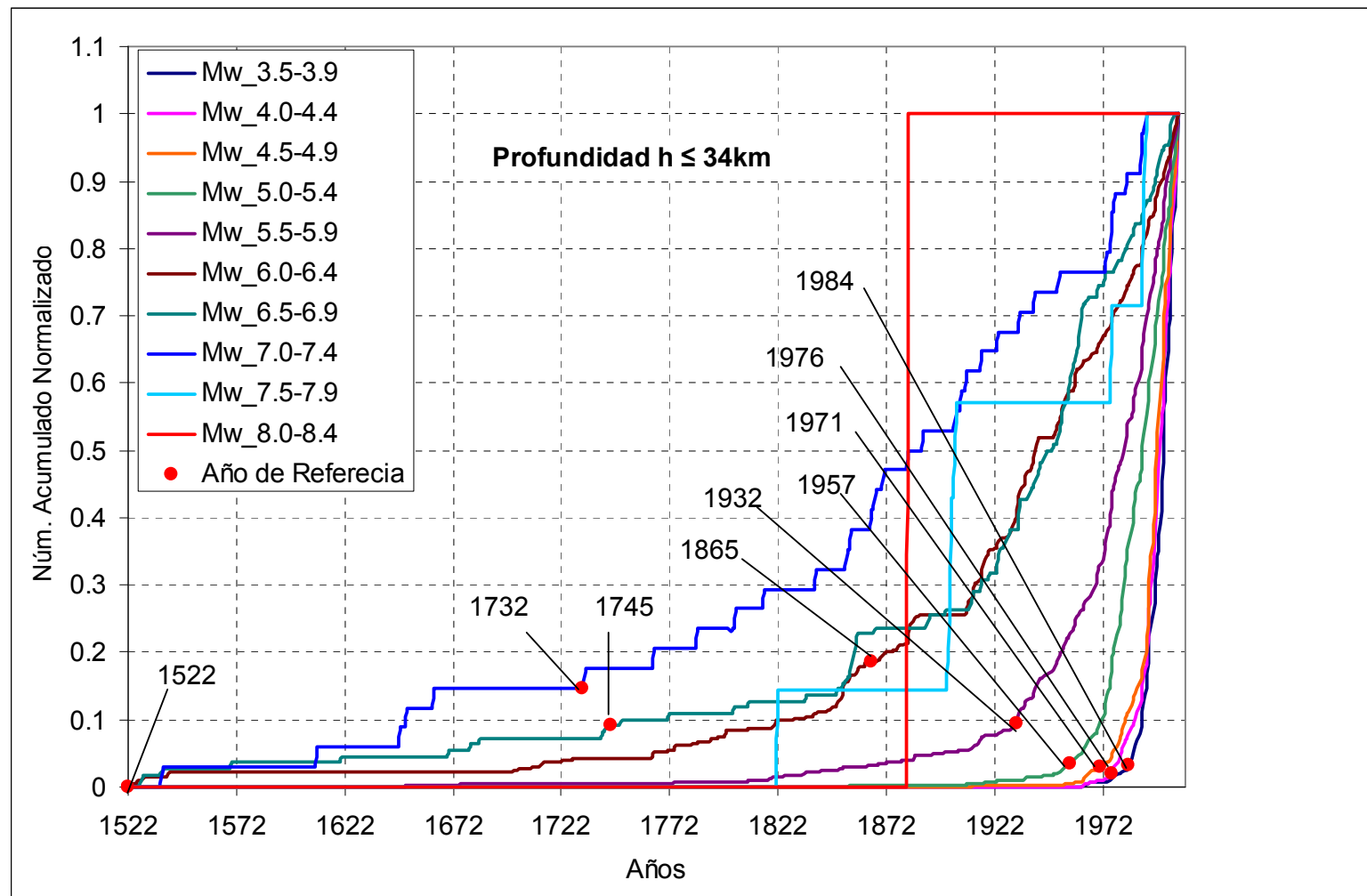


Figura A.2: Distribución acumulada de eventos desde 1522 para diferentes rangos de magnitud, a partir del catálogo sísmico de Centroamérica para profundidades menores que 34 km, homogenizado a magnitud momento ( $M_w$ ). Se indican los años de referencia adoptados mediante inspección visual.

TABLA A2. Años de referencia a partir de los cuales se considera completo el catálogo sísmico de Centroamérica para cada intervalo de magnitud.

	$h \leq 34 \text{ km}$	$h > 34 \text{ km}$
Magnitud $M_w$	Año de Referencia	Año de Referencia
3,5 – 3,9	1984	1983
4,0 – 4,4	1976	1980
4,5 – 4,9	1971	1972
5,0 – 5,4	1957	1965
5,5 – 5,9	1932	1959
6,0 – 6,4	1865	1953
6,5 – 6,9	1745	1850
7,0 – 7,4	1732	1825
7,5 – 7,9	1522	1522
> 8.0	1522	1522

## APÉNDICE B

### CATÁLOGO SÍSMICO DESDE 1524 A LA ACTUALIDAD

A continuación, se presenta la cronología y la interpretación, en algún caso, de los sismos que han afectado al territorio salvadoreño, recopilados por el SNET de El Salvador.

Fecha	Hora GMT	Ubicación (Lat, Lon)	Magnitud	Prof. (km)	Intensidad Máxima (MM)	Epicentro	Comentarios
1524	---	---	---	---	---	San Salvador	Primera ruina de que se tiene noticia
23 de Mayo de 1576	---	---	---	---	---	Entre San Marcos y Santo Tomás, San Salvador.	Total destrucción de San Salvador.
1593	---	---	---	---	---	San Salvador	Terremoto daña severamente San Salvador
1625	---	---	---	---	---	San Salvador	Violento terremoto causa graves daños en San Salvador
1650	---	---	---	---	---	San Salvador	Violento terremoto causa daños en San Salvador
1656	---	---	---	---	---	San Salvador	Terremoto en San Salvador
30 de Sep. de 1659	---	---	---	---	---	---	Gran erupción del volcán Boqueron. Completa destrucción de San Salvador
24 de Agosto de 1671	---	---	---	---	---	San Salvador	Terremoto llamado de San Bartolomé
1707	---	---	---	---	---	San Salvador	Ruina completa en San Salvador
5 de Marzo de 1719	---	13.300° N 89.120° O	7.4	---	---	San Salvador, San Vicente	Ruina de San Salvador, San Vicente y pueblos vecinos
1730	---	13.738° N 89.292° O	5.5	---	---	San Salvador	Violento terremoto en San Salvador

Fecha	Hora GMT	Ubicación (Lat, Lon)	Magnitud	Prof. (km)	Intensidad Máxima (MM)	Epicentro	Comentarios
Abril 1765	---	13.720° N 89.066° O	5.7	---	---	Ilopango, San Martín, Perulapía y Perulapan	Temblores dañan Ilopango, San Martín, San Bartolomé Perulapía y San Pedro Perulapan
1769	---	---	---	---	---	Izalco	Violenta serie de temblores en la Villa de Izalco
29 de Julio de 1773	---	13.950° N 91.400° O 13°57'	7.5	---	---	El Salvador	Violento terremoto ocasiona serios daños en San Salvador, Panchimalco, Huizúcar, Jayaque y Guaymoco
Julio del 1774	---	---	---	---	---	El Salvador	Temblores dañan pueblos del Bálsamo y causan grandes estragos en Huizúcar y Panchimalco
29 de Nov. de 1783	---	13.632° N 88.787° O	6.6	---	---	San Vicente	Terremoto, se produce a las 2:30 pm, daña la Villa de San Vicente de Austria
1792	---	---	---	---	---	Izalco	Violento temblor en Izalco
2 de Febrero de 1798	---	13.702° N 89.208° O	5.4	---	---	San Salvador	Terremoto a las 2:00 pm destruye San Salvador, también se vió afectado Cuscatlán
20 de Agosto de 1815	---	13.633° N 89.175° O	6.1	---	---	San Salvador	Gran temblor en toda la provincia de San Salvador, muchos templos de la capital quedaron deteriorados, la parroquia de Panchimalco quedó destruida
7 de Febrero de 1831	---	13.400° N 89.750° O 13°24' 89°45'	7.1	---	---	El Salvador	Gran terremoto producido a la 1:00 pm causando notables estragos en San Salvador y daños en muchas poblaciones del Sur
Dic. de 1838	---	---	---	---	---	San Miguel	Gran terremoto daña completamente Chinameca y San Miguel
21 de Marzo de 1839	---	13.762° N 89.230° O	6.2	---	---	San Salvador	Terremoto (3 pm) causó daños en San Salvador y pueblos vecinos (Quezaltepeque y Nejapa)
23 de Junio 1847	---	13.708° N 89.469° O	5.9	---	---	El Salvador	Temblor causa daños en los pueblos del Balsamo, en particular Armenia y Jayaque
16 de Abril de 1854	---	13.681° N 89.135° O	6.5	---	---	La intensidad pico fue cerca de San Jacinto, San Salvador	Ruina en San Salvador, la capital se trasladó a Santa Tecla.
8 de Mayo de 1854	---	---	---	---	---	San Salvador	Fuerte temblor destruye algunas paredes en San Salvador y causa alarma en Cojutepeque

Fecha	Hora GMT	Ubicación (Lat, Lon)	Magnitud	Prof. (km)	Intensidad Máxima (MM)	Epicentro	Comentarios
11 de Junio de 1854	---	13.672° N 89.038° O	6.3	---	---	San Vicente	Terremoto a las 2:00 pm, destruye la torre de Reloj en San Vicente, La iglesia y otras poblaciones
18 de Junio de 1854	---	---	---	---	---	San Miguel	Fuertes temblores en San Miguel
26 de Nov. de 1854	---	---	---	---	---	San Salvador	Fuerte terremoto causa daños en San Salvador, se reportaron 20 heridos
9 de Dic. de 1856	---	---	---	---	---	San Salvador, Cojute-peque	Terremoto a las 11:00 am que destruye parte de Cojutepeque y algunas casas en San Salvador
25 de Agosto de 1859	---	12.850°N 88.000° O	7.1	---	---	La Unión	Fuerte temblor a las 11:00 pm en El Puerto de La Unión, causa daños sin víctimas que lamentar
8 de Dic. de 1859	---	13.350° N 89.150° O 13°21' 89°9'	7.3	---	---	San Salvador	Fuerte temblor, se produce a las 10:45 pm en San Salvador, se generó un Tsunami que afectó el puerto de Acajutla
21 de Junio de 1860	---	13.630° N 88.887° O	5.8	---	---	San Vicente	Serie de temblores en San Vicente, daños en muchas poblaciones
3 de Dic. de 1860	---	13.350° N 89.450° O	7.1	---	---	San Salvador	Fuerte temblor, se da a las 11:00 am, daños en las poblaciones de los alrededores
21 de Marzo de 1867	---	---	---	---	---	Armenia	Violento temblor destruye la Iglesia de Armenia
30 de Junio de 1867	---	13.310° N 89.200° O	7.1	---	---	El Salvador	Violento temblor a las 5:30 pm que dañó San Salvador, La Libertad, San Vicente, Suchitoto, Santa Tecla
29 de Dic. de 1872	---	13.633° N 88.876° O	5.4	---	---	San Vicente	Violento terremoto a las 11:50 pm daña muchas viviendas en San Vicente y ocasiona varios muertos
19 de Marzo de 1873	---	13.300° N 89.300° O	7.1	---	---	San Salvador	Violento temblor se produjo en San Salvador a las 4:30 pm
2 de Octubre de 1878	---	---	---	---	---	El Salvador	Violento terremoto causa la ruina total de Jucuapa, daños parciales en Chinameca y considerables en El Triunfo, Santiago de María, Alegría y otras poblaciones
20-21 de Dic. de 1879	---	---	---	---	---	San Salvador, Ilopango	Serie de temblores (600-800) que se extendió hasta el día 31 en los alrededores del Ilopango, produciendo daños en los alrededores del lago Ilopango.

Fecha	Hora GMT	Ubicación (Lat, Lon)	Magnitud	Prof. (km)	Intensidad Máxima (MM)	Epicentro	Comentarios
8 de Julio de 1883	---	---	---	---	---	San Salvador	Fuerte temblor destruye algunas paredes en San Salvador a las 8:10 am
12 de Octubre de 1887	---	---	---	---	---	La Unión	Fuerte temblor a las 7:00 pm causa daños en La Unión
9 de Sep. de 1891	---	13.250° N 89.300° O	7.1	---	---	San Salvador	Semi-ruina de San Salvador y otros pueblos
18 de Octubre de 1892	---	---	---	---	---	La Unión	Serie de temblores en el Área de la Bahía de Fonseca, causando fuertes derrumbes en la isla de Conchaguita. Considerables daños en La Unión
2 de Enero de 1893	---	13.705° N 89.164° O	5.6	---	---	San Salvador	Sismo a las 9:00 am ocasiona la semiruina de San Salvador y Soyapango
25 de Marzo de 1899	---	13.651° N 88.796° O	5.7	---	---	San Vicente	Movimiento sísmico causa la ruina de San Vicente, Apastepeque e Istepeque
18 de Abril de 1902	---	14.000° N 91.000° O	Ms=7.9 (Alfaro et al, 1990)	25.0	---	---	Maremoto en Ahuachapán destruyendo Barra de Santiago, Cara Sucia y Garita Palmera. Daños en el occidente y en San Salvador
19 de Julio de 1912	---	13.867° N 89.567° O	Ms=5.9 (White y Harlow, 1993)	---	---	---	Violento temblor causa daños en Armenia, Izalco y Santa Ana
8 de Junio de 1917	00:55	13.700° N 89.500° O	Ms=6.5 (White y Harlow, 1993)	---	---	---	Erupción del Boquerón. Sismo causa destrucción en Armenia y grandes daños en Ateos, Sacacoyo y San Julián
8 de Junio de 1917	01:30	13.750° N 89.267° O	Ms=6.4 (White y Harlow, 1993)	---	---	---	Segundo sismo causa daños en San Salvador, Apopa, Nejapa, Quezaltepeque, Opico y Santa Tecla
20 de Dic. de 1936	02:43	13.717° N 88.933° O	Ms=6.1 (White)	---	---	San Vicente	Destrucción de San Vicente. Entre 100 a 200 muertos
6 de Mayo de 1951	23:03	13.52° N 88.40° O	Ms=6.0 (White)	10	---	Jucuapa y China-meca	---
6 de Mayo de 1951	23:08	13.52° N 88.40° O	Ms=6.2 (White)	10	---	Jucuapa y China-meca	Murieron más de 400 personas
7 de Mayo de 1951	20:22	13.48° N 88.45° O	5.8 (White)	10	---	Jucuapa y China-meca	---
12 de Abril de 1961	22:20	13.20° N 88.90° O	5.95 (USGS)	122	VI en San Salvador	Océano Pacífico	Daños menores en San Salvador y el sur de El Salvador



Fecha	Hora GMT	Ubicación (Lat, Lon)	Magnitud	Prof. (km)	Intensidad Máxima (MM)	Epicentro	Comentarios
3 de Mayo de 1965	10:01	13.70° N 89.17° O	Ms=6.0 (Whte)	15	VII en San Salvador	San Salvador	125 muertos, 400 heridos y 4000 casas destruidas
4 de Febrero de 1976	09:01	15.30° N 89.10° O	Ms=7.5	5	IX en Ciudad de Guatemala. V en San Salvador.	Guatemala	En Guatemala hubo 254.750 casas destruidas, más de 22.700 muertos y más de 76.000 heridos. No hubo daños en San Salvador
19 de Junio de 1982	06:21	13.30° N 89.30° O	7.0 PAS 6.0 ISC	82	VII en San Salvador	Océano Pacífico	Según informe de Cruz Roja Salvadoreña, 8 personas murieron y 96 resultaron heridas. Hubo un promedio de 5000 personas damnificadas
23 de Abril de 1985	03:22	13.56° N 88.67° O	mb=4.8 (USGS)	-	VI en Berlín	Área de Berlín, Depto. de Usulután	Se registraron más de 5.000 sismos, por lo menos 167 fueron sentidos en el área epicentral
10 de octubre de 1986	17:49	13.67° N 89.19° O	mb=5.4 (CIG-USGS)	7.3	VIII-IX en San Salvador	San Salvador	1.500 muertos, 10.000 heridos, unas 60.000 viviendas destruidas o seriamente dañadas
3 de noviembre de 1988	14:46	13.88° N 90.45° O	mb=5.6 (USGS)	69	VI en Ahuachapán	Océano Pacífico. Al Sur del depto. de San José, Guatemala	5 personas murieron, algunos heridos, y cerca de 100 viviendas dañadas al sur de Guatemala
1 de marzo de 1999	21:57	13.639° N 88.786° O	Mc=4.6	10.3	VI-VII en San Vicente	Zona de San Vicente	A partir del 1 de marzo, 934 sismos fueron registrados, de los cuales 71 fueron sentidos en la ciudad de San Vicente y alrededores. Se reportaron daños en viviendas e iglesias.  A partir del 2 de abril de 1999 se reportó una serie de sismos en la Zona del Golfo de Fonseca.
17 de marzo de 1999	21:38	13.663° N 88.802° O	Mc=4.5	9.1	VI en San Vicente	Zona de San Vicente	
3 de abril de 1999	4:22	13.296° N 87.575° O	Mc=5.3	14.1	VII en la Isla de Meanguera	Zona del Golfo de Fonseca	
3 de abril de 1999	10:10	13.225°N 87.603° O	Mc=5.8	12.5	VII en la Isla de Meanguera	Zona del Golfo de Fonseca	17 terremotos fueron sentidos en la Isla de Meanguera y sitios aledaños. Se reportaron daños en muros de mampostería y grietas moderadas en algunas edificaciones.
13 de enero de 2001	17:34	12.83° N 88.79° O	Mw=7.6	39.0	VII en San Salvador	Zona de Subducción	Se reportan 944 fallecidos, 1.155 edificios públicos dañados, 108.261 viviendas destruidas, 19 hospitales dañados, 405 iglesias dañadas, 445 derrumbes (Fuente: COEN)
13 de febrero de 2001	14:22	13.64° N 88.94° O	Mw=6.6	13.0	VI en San Salvador	Zona de San Vicente	Se reportan 315 fallecidos, 82 edificios públicos dañados, 41.302 viviendas destruidas, 5 hospitales y 73 iglesias dañadas y 71 derrumbes

Fecha	Hora GMT	Ubicación (Lat, Lon)	Magnitud	Prof. (km)	Intensidad Máxima (MM)	Epicentro	Comentarios
17 de febrero de 2001	20:25	13°39.6' N 89°14.9' O	Ml=5.1	5.1	VI en San Salvador	Área Metropolitana de San Salvador	No se reportaron daños materiales importantes, pero si pánico en el Área Metropolitana de San Salvador

### Glosario

---	No existe dato registrado.
mb:	Magnitud de ondas de cuerpo
Ms:	Magnitud de ondas de superficie
Mc:	Magnitud coda
USGS:	United States Geological Survey
CIG:	Centro de Investigaciones Geotécnicas
PROF:	Profundidad en kilómetros
MM:	Escala de Intensidad Mercalli Modificada

## DESCRIPCIÓN DE DAÑOS Y EFECTOS DE ALGUNOS TERREMOTOS

### Descripciones del terremoto de 1719

*“Durante un eclipse lunar, a la una de la madrugada del lunes 6 de marzo de 1719, un mega-sismo de una probable magnitud 7.0 grados Richter destruye a San Vicente y a San Salvador, causa grandes grietas en diversos puntos de los alrededores de la capital provincial y provoca en ella la muerte de siete personas.”*

*“El lunes 6 de marzo de 1719 sobrevienen una fuerte detonación subterránea y un violento mega-sismo vertical, oscilatorio y ondulatorio echa por el suelo, en menos de cinco segundos, a la antigua San Salvador, de la que solo queda en pie una quincena de estructuras públicas y privadas, estremecidas por una réplica del sismo tres horas más tarde. Al trasmonte del cerro de San Jacinto, aparece una luz rojo-violeta, emitida en ráfagas intermitentes, y se percibe un olor sulfuroso sofocante. El foco de conmoción es ubicado por la comisión científica gubernamental en las alturas de Texacuangos, sobre los bordes lacustres de Ilopango. Así, entre la subida de casi un metro en el nivel del lago de Ilopango, gritos agónicos, nubes de polvo, grandes cantidades de menudos escombros, incendios y confesiones públicas individuales, hay que recordar que las gentes, presas del pánico, gritaban sus pecados postradas de hinojos en las calles, para no morir inconfesas, los últimos vestigios de la San Salvador colonial pasaban a la historia.”*

*Lardé, 1960; Peraldo y Montero, 1999.*

*“Más de 150 temblores el 5 de marzo de 1719, el más violento fue en la hora del eclipse....En el lastimoso suceso producido de los terremotos experimentados en la ciudad de San Salvador y demás de su jurisdicción.”*

*“Temblores y terremotos acaecidos en la Villa de San Vicente de Austria y ciudad de San Salvador en los días 4 y 6 de marzo de ese año.....Siete personas murieron en la ciudad San Salvador y los demás pueblos quedaron arrasados incluyendo sus iglesias y aquella ciudad quedó asolada.”*

*Feldman, 1988a.*

*“Por causa de esta ruina (la de 1719) se hizo en nuestra plazuela un pajar grande para vivienda de los religiosos y una ermita de paja que sirvió la iglesia dos años.”*

*Documentos del monasterio de Santo Domingo.*

*“Toda la villa (San Vicente) se vino al suelo con sus templos y sus casas, como acaeció en San Salvador, obligando a sus habitantes a refugiarse en el pueblo de Apastepeque, cuya iglesia quedó también arruinada y pereció en ella el Maestro del coro.”*

*Lardé, 1978.*

#### Descripciones del terremoto de 1748

*“Ruina de algunos templos en San Martín Perulapan. Iglesia arruinada por temblores en marzo. San Martín Cojutepeque, San Martín Obispo. Iglesia arruinada por temblores en marzo 13.”*

*Feldman, 1988a.*

*“El 13 de mayo de 1748 hubo un terremoto destructor en la región central de El Salvador, pues arruinó los templos, por lo menos, de San Juan Cojutepeque, Olocuilta y Aculhuaca.”*

*Lardé, 1978.*

## BIBLIOGRAFÍA

- Agostini, S., G. Corti, C. Doglioni, E. Carminati, F. Innocenti, S. Tonarini, P. Manetti, G. Di Vincenzo, y D. Montanari (2006). Tectonic and magnetic evolution of the active volcanic front in El Salvador: Insight into the Berlin and Ahuachapan geothermal areas, *Geothermics*, **35**, 368-408.
- Aki, K. y G.P. Richards (1980). Quantitative Seismology: Theory and Methods, Vol. I and II, W.H. Freeman, San Francisco.
- Aki, K. (2003). Glossary for earthquake and engineering seismology. Appendix 1, in *International Handbook of Earthquake & Engineering Seismology*. W. Lee, H. Kanamori, P. Jennings, y C. Kisslinger, (Editors.), 2 vols. Elsevier, New York.
- Alfaro, C.S., A.S. Kiremidjian, R.A. White (1990). Seismic zoning and ground motion parameters for El Salvador, **93**, The John A. Blume Earthquake Engineering Center, Stanford University.
- Algermissen, S.T., S.L. Hansen, y P.C. Thenhaus (1988). Seismic hazard evaluation for El Salvador. Report for the US Agency for International Development.
- Allen, C.R. (1986). Seismological and paleoseismological techniques of research in active tectonics, in *Active Tectonics: Studies in Geophysics*. R. E. Wallace (Editor), *National Academy Press*, 148–154, Washington, DC.
- Álvarez, S.J. (1982). Informe técnico sobre aspectos sismológicos del terremoto en El Salvador del 19 de Junio de 1982. San Salvador, El Salvador: Centro de Investigaciones Geotécnicas, Ministerio de Obras Públicas.
- Álvarez-Gómez, J.A., P.T. Meijer, J.J. Martínez-Díaz, y R. Capote (2008). Constraints from finite element modeling on the active tectonics of northern Central America and the Middle America Trench. *Tectonics* **27**, doi:10.1029/2007TC002162.
- Álvarez-Gómez, J.A. (2009). Tectónica Activa y Geodinámica en el Norte de Centroamérica. Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid.
- Ambraseys, N.N. y R.D. Adams (2001). The Seismicity of Central America: A Descriptive Catalogue 1898–1995. London: Imperial College Press.
- Ambraseys, N.N., J.J. Bommer, E. Buforn, y A. Udías (2001). The earthquake sequence of May 1951 at Jucuapa, El Salvador. *J. Seismol.* **5** (1), 23–39.

- Barckhausen, U., C.R. Ranero, R. von Huene, S.C. Cande, y H.A. Roeser (2001). Revised tectonic boundaries in the Cocos Plate off Costa Rica: Implications for the segmentation of the convergent margin and for plate tectonic models, *J. Geophys. Resch.* **106** (B9), 19207-19220.
- Barry, T. (1991). Central America inside out: New York, *Grove Widenfeld*, 501 pp.
- Bartlett, W.L., M. Friedman, y J.M. Logan (1981). Experimental folding and faulting of rocks under confining pressure. Part IX. Wrench faults in limestone layers. *Tectonophysics*, **79**, 255-277.
- Belousov, V.V. (1980). Geotectonics. Springer-Verlag, Berlín.
- Benito, B., J. Cepeda, y J.J. Martínez-Díaz (2004). Analysis of the spatial and temporal distribution of the 2001 earthquakes, in *Natural hazards in El Salvador*. William I. Rose *et al.* (Editors), Geological Society of America Special Paper **375**, 339-356.
- Bohnenberger, O.H. (1969). Los focos eruptivos cuaternarios de Guatemala, *Publicaciones Geológicas*, **2**, ICAITI.
- Bommer, J. y S. Ledbetter (1987). The San Salvador earthquake of 10th October 1986. *Disasters*, **11**(2), 83-95.
- Bommer, J.J., D.A. Hernández, J.A. Navarrete, y W.M. Salazar (1996). Seismic hazard assessments for El Salvador, *Geofísica Internacional*, **35** (3), 227-44.
- Bommer, J.J., y C.E. Rodríguez (2002). Earthquake-induced landslides in Central America, *Engineering Geology*, **63** (3/4), 189-220.
- Bommer, J., B. Benito, M. Ciudad-Real, A. Lemoine, M. López-Menjivar, R. Madariaga, J. Mankelow, P. Mendez-Hasbun, W. Murphy, M. Nieto-Lovo, C. Rodríguez, y H. Rosa (2002). The Salvador earthquakes of January and February 2001: Context, characteristics and implications for seismic risk, *Soil Dynam. Earthquake Eng.* **22**, 389-418.
- Bosse, H., W. Lorenz, A. Merino, A. Mihm, K. Rode, M. Schmidt-Thomé, H.S. Weber, y G. Wieseman (1978). Mapa Geológico de El Salvador/América Central, in *Centro de estudios e investigaciones geotécnicas para El Salvador (CIG), Misión Geológica Alemana en El Salvador*, H.S. Weber y G. Wieseman (Editors), Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover.



- Bufo, E., A. Lemoine, A. Udias, y R. Madariaga (2001). Mecanismo focal de los terremotos de El Salvador, in *Memorias 2nd Congreso Iberoamericano de Ingeniería Sísmica, Madrid, Spain* JM. Martínez-Guevara (Editor) 115–118.
- Burbank, D.W. y R.S. Anderson (2001). *Tectonic geomorphology*, Blackwell Publishing, Oxford, UK, 274 pp.
- Burkart, B. (1983). Neogene North American-Caribbean plate boundary across northern Central America: Offset along the Polochic Fault, *Tectonophysics*, **99**, 251-270.
- Burkart, B. y S. Self (1985). Extension and rotation of crustal blocks in northern Central America and effect on the volcanic arc, *Geology*, **13**, 22-26.
- Burkart, B., B.C. Deaton, C. Dengo, y G. Moreno (1987). Tectonic wedges and offset Laramide structures along the Polochic fault of Guatemala and Chiapas, Mexico: Reaffirmation of large Neogene displacement, *Tectonics*, **6** (4), 411-422.
- Cáceres, D., D. Monterroso, y B. Tavakoli (2005). Crustal deformation in northern Central America, *Tectonophysics*, **404**.
- Carr, M.J. (1976). Underthrusting and Quaternary faulting in northern Central America, *Geol. Soc. Am. Bull.* **87**, 825-829.
- Carr, M.J. y R.E. Stoiber (1977). Geologic setting of some destructive earthquakes in Central America, *Geol. Soc. Am. Bull.* **88** (1), 151-156.
- Carr, M.J. y N.K. Pontier (1981). Evolution of a young parasitic cone towards a mature central vent: Izalco and Santa Ana volcanoes in El Salvador, Central America. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **11**, 277-292.
- Carr, M.J. (1984). Symmetrical and segmented variation of physical and geochemical characteristics of the Central American volcanic front, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **20**, 231-252.
- Carr, M.J., y R.E. Stoiber (1990). Volcanism in *The Caribbean region*. G. Dengo y J.E. Case (Editors). *The Geology of North America*, **H**. Geological Society of America, Boulder, 375-392.
- Carr, M.J., M.D. Feigenson, L.C. Patino y J.A. Walker (2003). Volcanism and geochemistry in Central America: progress and problems, *Inside the Subduction Factory, Geophysical Monograph*, **138**, 153-179.
- Carr, M.J., L.C. Patino, y M.D. Feigenson (2007a). Petrology and geochemistry of lavas, in *Central America: Geology, Resources and Hazards*, J. Bundschuh y G.E. Alvarado (Editors), Taylor and Francis, London, **22**, 565-590.

- Chinnery, M. A. (1963). The stress changes that accompany strike-slip faulting, *Bull. Seism. Soc. Am.* **53** (5), 921-932.
- Conway, F.M., J.F. Diehl, W.I. Rose, y O. Matías (1994). Age and magma flux of Santa María volcano, Guatemala: correlation of paleomagnetic waveforms with the 28,000 to 25,000 yr B.P. Mono Lake excursion, *Journal of Geology*, **102**, 11-24.
- Correa-Mora, F., C. DeMets, D. Alvarado, H.L. Turner, G. Mattioli, D. Hernández, C. Pullinger, M. Rodríguez, y C. Tenorio (2009). GPS-derived coupling estimates for Central America subduction zone and volcanic arc faults: El Salvador, Honduras and Nicaragua. *Geophys. J. Inter.* **179** (3), 1279-1291.
- Corti, G., E. Carminati, F. Mazzarini, y M.O. Garcia (2005). Active strike-slip faulting in El Salvador, Central America, *Geology*, **33**, 989-992.
- Das, S., y C. Scholz (1981). Off-fault aftershock clusters caused by shear stress increase? *Bull. Seism. Soc. Am.* **71**, 1669-1675.
- Das, S. y C. Henry (2003). Spatial relation between main earthquake slip and its aftershock distribution, *Rev. Geophys.* **41** (3), 1013.
- DeMets, C., P.E. Jansma, G.S. Mattioli, T.H. Dixon, F. Farina, R. Bilhan, E. Calais y P. Mann (2000). GPS geodetic constraints on Caribbean-North American plate motions, *Geoph. Res. Lett.* **27**, 437-440.
- DeMets, C. (2001). A new estimate for present-day Cocos-Caribbean plate motion: Implications for slip along the Central American volcanic arc, *Geophys. Res. Lett.* **28**, 4043-4046.
- DeMets, C., G.Mattioli, P. Jansma, R.D. Rogers, C. Tenorio, y H.L. Turner (2007). Present motion and deformation of the Caribbean plate: Constraints from new GPS geodetic measurements from Honduras and Nicaragua, in *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate in Northern Central America*. P. Mann (Editor), *Geological Society of America Special Paper*, **428**, 21-36.
- DeMets, C., R.G. Gordon, y D.F. Argus (2008). MOREL: A new estimate for geologically recent plate motions, *AGU Fall Meeting*, San Francisco, USA.
- Dengo, G. (1967). Geological structure of Central America, *Studies in tropical oceanography*, **5**, University of Miami, Miami, 56-73.
- Dengo, G. (1969). Problems of tectonic relations between Central America and the Caribbean, *Trans. Gulf Coast Geol. Soc.* **19**, 311-320.

- Dengo, G., y O. Bohnenberger (1969). Structural development of northern Central America, *Memoir of the American Association of Petroleum Geologists*, **11**, 203-220.
- Dengo, G. (1985). Mid America: tectonic setting for the Pacific margin from Southern Mexico to northwestern Colombia, in *The Gulf of Mesica and the Caribbean*, the ocean basins and Margins, **7A**, Plenum Press, New York, 123-180.
- Deng, J., y L.R. Sykes (1997). Evolution of the stress field in southern California and triggering of moderate-size earthquakes: a 200-year perspective, *J. Geophys. Res.* **102**, 9859-9886.
- Dewey, J.W., y G. Suárez (1991). Seismotectonics of Middle America in *Neotectonics of North America: Decade Map Volume*. D.B. Slemmons, E.R. Engdahl y D.D. Blackwell (Editors). *Geological Society of America Boulder*, 309-321.
- Dewey, J.W., R.A. White, y D.A. Hernández (2004). Seismicity and tectonics of El Salvador, in *Natural hazards in El Salvador*. William I. Rose *et al.* (Editors), *Geological Society of America Special Paper* **375**, 363-378.
- Dull, R., J.R. Southon, y P. Sheets (2001). Volcanism, ecology and culture: A reassessment of the Volcan Ilopango TBJ eruption in the southern Maya realm. *Latin American Antiquity*, **12**, 25-44.
- EERI (1987). The San Salvador earthquake of October 10, 1986. *Earthquake Spectra*, **3** (3), 415-634.
- Feigenson, M.D., y M.J. Carr (1986). Positively correlated Nd and Sr isotope ratios of lavas from the Central American volcanic front, *Geology*, **14**, 79-82.
- Feigenson, M.D., M.J. Carr, S.V. Maharaj, S. Juliano, y L.L. Bolge (2004). Lead isotope composition of Central American volcanoes: Influence of the Galapagos plume, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, doi:10.1029/2003GC000621, **5** (6).
- Feldman, L. (1988a). Master list of the earthquakes of Central America. Academia de Geografía e História de Guatemala, Inédito, 40 pp.
- Finch, R. (1981). Mesozoic stratigraphy of central Honduras, *Am. Assc. Petrol. Geologists Bull.* **65**, 1320-1333.
- Finch, R. y A.W. Ritchie (1991). The Guayape fault system, Honduras, C.A., *J. South Am. Earth Sciences*, **4**, 43-60.

- Fitch, T.J. (1972). Plate Convergence, Transcurrent Faults, and Internal Deformation Adjacent to Southeast Asia and the Western Pacific. *J. Geophys. Res.* **77**, 4432-4460.
- French, C.D., y C.J. Schenk (2004). Map showing geology, oil and gas fields, and geologic provinces of the Caribbean region, *Digital maps, u.s. geological survey open-file report: Ofr-97-470-k*, U.S. Geological Survey.
- Freundt, A., S. Kutterolf, H. Wehrmann, H.U. Schmincke, y W. Strauch (2006a). Eruption of the dacite to andesite zoned Mateare Tephra, and associated tsunamis in Lake Managua, Nicaragua, *J. Vol. Geothermal Res.* **149** (1-2), 103-123.
- García-Florez, I. (2008). Deslizamientos inducidos por terremotos: caso de El Salvador. MsC Thesis, Universidad Complutense de Madrid.
- Gordon, M.B., y W.R. Muehlberger (1988). Evidence from the Valle de Catacamas supports a rightlateral, neotectonic sense of slip for the Guayape Fault of Honduras, *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* **72**, 190 pp.
- Gordon, M.B. (1990). Strike-slip faulting and basin formation at the Guayape fault-Valle de Catacamas intersection, Honduras, Central America, Tesis doctoral, University of Texas at Austin.
- Gordon, M.B., y W.R. Muehlberger (1994). Rotation of the Chortis block causes dextral slip on the Guayape fault, *Tectonics*, **13**, 858-872.
- Guzmán-Speziale, M., W.D. Pennington, y T. Matumoto (1989). The triple junction of the North America, Cocos, and Caribbean plates: seismicity and tectonics, *Tectonics*, **8** (5), 981-997.
- Guzmán-Speziale, M., y J.J. Meneses-Rocha (2000). The North America-Caribbean plate boundary west of the Motagua-Polochic fault system: a fault jog in Southeastern Mexico, *J. South Am. Earth Sciences*, **13**, 459-468.
- Guzmán-Speziale, M. (2001). Active seismic deformation in the grabens of northern Central America and its relationship to the relative motion of the North America-Caribbean plate boundary, *Tectonophysics*, **337**, 39-51.
- Guzmán-Speziale, M., C. Valdés-González, E. Molina, y J.M. Gómez (2005). Seismic activity along the Central America volcanic arc: Is it related to subduction of the Cocos plate?, *Tectonophysics*, **400**, 241-254.

- Guzmán-Speziale, M., y J.M. Gómez -González (2006). Seismic Strain rate along the Middle America Trench reveals significant differences between Cocos-North America and Cocos-Caribbean convergence, *Geophys. J. Inter.* **166**, 179-185.
- Hahn, G.A., W.I.Jr. Rose, y T. Mayers (1979). Geochemical correlation of genetically related rhyolitic ash-flow and air-fall ashes, central and western Guatemala and the equatorial Pacific, *Geological Society of America Special Paper*, **180**, 101-112.
- Harding, T.P. (1985). Seismic characteristics of negative flower structures, positive flower structures, and positive structural inversion. *Am. Ass. Petroleum Geologists Bulletin* **69**, 502-600.
- Harlow, D.H., R.A. White, M.J. Rymer, y S. Alvarado (1993). The San Salvador earthquake of 10 October 1986 and its historical context, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **83** (4), 1143-54.
- Harris, R.A., R.W. Simpson, y P.A. Reasenber (1995). Influence of static stress changes on earthquake locations in southern California, *Nature*, **375**, 221-224.
- Harris, R.A. (1998). Introduction to special section: Stress triggers, stress shadows, and implications for seismic hazard, *J. Geophys. Res.* **103**, 347-358.
- Hart, W. (1983). Classic to postclassic tephra layers exposed in archaeological sites, eastern Zapotitán Valley in *Archaeology and volcanism in Central America: The Zapotitán Valley of El Salvador*. Sheets, P. (Editor). University of Texas Press, 44-51.
- Hauff, F., K. Hoernle, P. van der Bogaard, G. Alvarado, y D. Garbe-Schönberg (2000). Age and geochemistry of basaltic complexes in western Costa Rica: Contributions to the geotectonic evolution of Central America, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **1**, 1999GC000,020.
- Hecker, S., y N.A. Abrahamson (2004). Low slip-at-a point variability: implications for earthquakes-size distribution, fault rupture hazard, and ground-motion modeling: Basin and Range Province Seismic Hazards Summit II, Western States Seismic Policy Council, Reno-Sparks, Nevada, 21-22.
- Hernández, W. (2004). Características geomecánica y vulcanológicas de las tefras de Tierra Blanca Joven, Caldera de Ilopango. El Salvador: Master Thesis in Geological Tecnics. Universidad Politécnica de Madrid. Spain.

- Hey, R. (1977). Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center, *Geol. Soc. Am. Bull.* **88** (10), 1404-1420.
- Hoernle, K., P. van den Bogaard, R., Werner, B., Lissinna, F., Hauff, G., Alvarado, G., y D. Garbe-Schoenberg (2002). Missing history (16–71 Ma) of the Galápagos hotspot; implications for the tectonic and biological evolution of the Americas, *Geology*, **30**, 795–798.
- Holohan, E.P., B. Van Wyk de Vries, y V.R. Troll (2008). Analogue models of caldera collapse in strike-slip tectonic regimes. *Bull. Vulcan.* **70**, 773-796.
- Horne, G., M. Atwood, y A. King (1974). Stratigraphy, sedimentology, and paleoenvironment of Esquias Formation of Honduras, *Am. Assc. Petrol. Geologists Bull.* **58**, 176-188.
- Isacks, B., y M. Baranzagi (1977). Geometry of Benioff zones: Lateral segmentation and downwards bending of the subducted lithosphere, in *Island arcs, deep sea trenches, and back-arc basins* M. Talwani and W.C. Pitman (Editors), *American Geophysical Union Maurice Ewing Series*, **1**, 99–114.
- James, K.H. (2007). Structural geology: From local elements to regional synthesis, chapter 11 in *Central America: Geology, Resources, and Hazards*. Bundschuh, J. y G. Alvarado (Editors), Taylor and Francis, London.
- Jaume, S.C., y L.R. Sykes (1992). Changes in state of stress on the southern San Andreas Fault resulting from the California Earthquake sequence of April to June 1992, *Science*, **258** (5086), 1325-1328.
- Kanamori, H. (1977). The Energy Release in Great Earthquakes, *J. Geophys. Res.* **82** (20), 2981-2987.
- Kanamori, H., y G.S. Stewart (1978). Seismological aspects of the Guatemala earthquake of February 4, 1976, *J. Geophys. Res.* **83** (B7), 3427-3434.
- Keller, E.A., y N. Pinter (2001). Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape, 2nd edition., 362 pp. Prentice-Hall, New York.
- Kikuchi y Yamanaka (2001). EIC Seismological Notes N° 99. Earthquake Research Institute Tokyo. [http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo\\_Note/index-e.html](http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/index-e.html).
- Kim, Y.S., y D.J. Sanderson 2005. The relationship between displacement and length of faults: a review. *Earth-Science Reviews* **68**, 317-334.
- King, G.C.P., R.S. Stein, y J. Lin (1994). Static stress changes and the triggering of earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* **84**, 935–953.

- Koch, A., y H. McLean (1975). Pleistocene tephra and ash-flow deposits in the volcanic highlands of Guatemala, *Geol. Soc. Am. Bull.* **86**, 529-541.
- Krinitsky, E.L., y D.B. Slemmons (1990). Neotectonics in Earthquake Evaluation. *Rev. Eng. Geol.* **8**. Geological Society of America, Boulder, CO.
- Kutterolf, S., A. Freundt, W. Pérez, H. Wehrmann, y H.U. Schmincke (2008a). Late Pleistocene to Holocene temporal succession and magnitudes of highly explosive volcanic eruptions in west-central Nicaragua, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **163**, 55–82.
- Kutterolf, S., A. Freundt, y W. Pérez (2008b). Pacific offshore record of plinian arc volcanism in Central America: 2. Tephra volumes and erupted masses. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **9** (2), doi:10.1029/2007GC001791.
- Lallemant, H.G.A., y M.B. Gordon (1999). Deformation history of Roatán Island: Implications for the origin of the Tela Basin (Honduras) in *Caribbean basin, Sedimentary basins of the world*. Elsevier Science, Amsterdam, **4**, 197-218.
- Lara, M.A. (1983). The El Salvador earthquake of June 19, 1982. Oakland, CA: *Earthquake Engineering Research Institute (EERI) Newslett.* **17** (1), 87–96.
- Lardé, J. (1960). El terremoto del 6 de Septiembre de 1915 y los demás terremotos de El Salvador. Obras Completas, San Salvador, El Salvador: Ministerio de Cultura.
- Lardé, J. (1978). El Salvador: inundaciones e incendios, erupciones y terremotos. Biblioteca de Historia Salvadoreña, 397 pp.
- Levin, S.B. (1940). The Salvador earthquakes of December, 1936, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **30**, 1–45.
- Lienkaemper, J.J., J.S. Galehouse, y R.W. Simpson (1997). Creep response of the Hayward fault to stress changes caused by the Loma Prieta earthquake, *Science*, **276**, 2014-2016.
- Lindholm, C., W. Rojas, H. Bungum, A. Dahle, E. Camacho, H. Cowan, y M. Laporte (1995). New regional seismic zonation for Central America, in *Proceedings Fifth International Conference on Seismic Zonation*, Nice **1**, 437–44.
- Logan, J.M., M. Friedman, N. Higgs, C. Dengo, y T. Shimamoto (1979). Experimental studies of simulated gouge and their application to studies of natural fault zones. *USGS Open File Repor*, **79**, 305-343.
- Lomnitz, C., y R. Schulz (1966). The San Salvador earthquake of May 3, 1965, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **56**, 561–75.



- Lyon-Caen, H., E. Barrier, C. Lasserre, A. Franco, I. Arzu, M. Chiquin, L.M. Chiquin, T. Duquesnoy, O. Flores, O. Galicia, J. Luna, E. Molina, O. Porras, J. Requena, V. Robles, J. Romero, y R. Wolf (2006). Kinematics of the North American-Caribbean-Cocos plates in Central America from new GPS measurements across the Polochic-Motagua fault system, *Geophys. Res. Lett.* **33** (L19309).
- Major, J.J., S.P. Schilling, C.R. Pullinger, C.D. Escobar, y M.M. Howell (2001). Volcano-Hazard Zonation for San Vicente Volcano, El Salvador. *U.S. Geological Survey Open-File Report* 01-367.
- Major, J.J., S.P. Schilling, D.J. Sofield, C.D. Escobar, y C.R. Pullinger (2001). Volcano Hazards in the San Salvador Region, El Salvador. *U.S. Geological Survey Open-File Report* 01-366.
- Major, J.J., S.P. Schilling, C.R. Pullinger, y C.D. Escobar (2004). Debris-flow hazards at San Salvador, San Vicente and San Miguel volcanoes, El Salvador in *Natural hazards in El Salvador*. William I. Rose *et al.* (Editors), *Geological Society of America Special Paper* **375**, 89-108.
- Malfait, B.T., y M.G. Dinkelman (1972). Circm-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean Plate, *Geol. Soc. Am. Bull.* **83**, 251-272.
- Mann, P., y K. Burke (1984a). Neotectonics of the Caribbean, *Reviews of Geophysics and Space Physics*, **22** (4), 309-362.
- Mann, P., C. Schubert, y K. Burke (1990). Review of Caribbean neotectonics, Geological Society of America, 307-338.
- Mann, C.P., J. Stix, J.W. Vallance, y M. Richer (2004). Subaqueous intracaldera volcanism, Ilopango caldera, El Salvador, Central America, in *Natural hazards in El Salvador*. William I. Rose *et al.* (Editors), *Geological Society of America Special Paper* **375**, 159-174.
- Mann, P., R.D. Rogers, y L. Gahagan (2007). Overview of plate tectonic history and its unresolved tectonic problems in *Central America: Geology, resources and hazards*. Tylor and Francis, 205-241.
- Manton, W.I. (1987). Tectonic interpretation of the morphology of Honduras, *Tectonics*, **6**, 633-651.
- Martínez, H.M. (1978). Cronología sísmica y eruptiva de la República de El Salvador a partir de 1520, San Salvador, Ministerio de Obras Públicas, Centro de investigaciones geotécnicas, 40 pp.

- Martínez-Díaz, J. J., J.A. Álvarez-Gómez, B. Benito, y D. Hernández (2004). Triggering of destructive earthquakes in El Salvador, *Geology*, **32**, 65–68.
- Meyer-Abich, H. (1956). Los volcanes activos de Guatemala y El Salvador. *Anales del Servicio Geológico Nacional de El Salvador*, **3**, San Salvador, 1-102.
- McCalpin, J.P. (2009). Paleoseismology. *International Geophysics Series*, **95**, 613 pp.
- McClay, K.R., y T. Dooley (1995). Analogue models of pull-apart basins. *Geology* **23**, 711–714.
- McDowell, F.W., y S.E. Clabaugh (1979). Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico in *Ash-flow tuffs*. C.E. Chapin y W.E. Elston (Editors). *Geological Society of America Special Paper*, **180**, 113-124.
- Meschede, M. y W. Frisch (1998). A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate, *Tectonophysics*, **296**, 269-291.
- Michetti, A.M., F.A. Audemard, y S. Marco (2005). Future trends in paleoseismology: Integrated study of the seismic landscape as a vital tool in seismic hazard analyses. *Tectonophysics. Spec. Issue*. **408**(1–4), 3–21.
- Mills, R.A., K.E. Hugh, D.E. Feray, y H.C. Swolfs (1967). Mesozoic stratigraphy of Honduras, *Am. Assoc. Petrol. Geologists Bull.* **51** (9), 1711-1786.
- Minster, J.B., y T.H. Jordan (1987). Vector constraints on western U.S. deformation from space geodesy, neotectonics, and plate motions. *J. Geophys. Res.* **92**, 4798–4808.
- Molnar, P., y L.R. Sykes (1969). Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity, *Geol. Soc. Am. Bull.* **80** (9), 1639-1684.
- Mörner, N.A., y J. Adams (1989). Paleoseismicity and neotectonics. *Tectonophysics. Spec. Issue*. **163**.
- Muehlberger, W.R., y A.W. Ritchie (1975). Caribbean-Americas plate boundary in Guatemala and southern Mexico as seen on Skylab IV orbital photography, *Geology*, **3** (5), 232-235.
- Muir Wood, R. y D.L. Mallard (1992). When is a fault extinct? *J. geol. Soc. Lond.* **149**, 251-255.
- Okada, Y. (1992). Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism. Soc. Am.* **82** (2), 1018-1040.

- Patino, L.C., M.J. Carr, y M.D. Feigerson (1997). Cross-arc geochemical variations in volcanic fields in Honduras C.A.: progressive changes in source with distance from the volcanic front, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **129** (4), 341-351.
- Patino, L.C., M.J. Carr, y M.D. Feigerson (2000). Local and regional variations in Central American arc lavas controlled by variations in subducted sediment input, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **138**, 265-283.
- Peraldo, G. y W. Montero (1999). Sismología Histórica de América Central. Instituto Panamericano de Geografía e Historia. *México. Pub.* **513**, 1-347.
- Plafker, G. (1976). Tectonic aspects of the Guatemala earthquake of 4 February 1976, *Science*, **193** (4259), 1201-1208.
- Price, N.J., y J.W. Cosgrove (1990). Analysis of geological structures, *Cambridge Press*, 502 pp.
- Ranero, C.R., A. Villaseñor, J. Phipps Morgan, y W. Weinrebe (2005). Relationship between bend-faulting at trenches and intermediate-depth seismicity. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **6**, doi:10.1029/2005GC000997.
- Reasenberg, P.A. y R.W. Simpson (1992). Response of regional seismicity to the static stress change produced by the Loma Prieta earthquake, *Science*, **255**, 1687-1690.
- Reilly, W.I. y B.E. Harford (1986). Recent crustal movements of the Pacific region. *Bull. R. Soc. N. Z.* **24**, 1-583.
- Richard, P.D., M.A. Naylor, y A. Koopman (1995). Experimental models of strike-slip tectonics. *Petroleum Geoscience* **1**, 71-80.
- Riedel, W. (1929). Zur mechanik geologischer brucherscheinungen, *Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paleontologie B*, 354-368.
- Rogers, R., H., Karason, y R. Van der Hilst (2002). Epeirogenic uplift above a detached slab in northern Central America, *Geology*, **30**, 1031-1034.
- Rogers, R.D. (2003). Jurassic-Recent tectonic and stratigraphic history of the Chortis block of Honduras and Nicaragua (northern Central America), Tesis doctoral, The University of Texas at Austin.
- Rogers, R., P. Mann, C. DeMets, C. Tenorio, y M. Rodríguez (2005). Two styles of active, transtensional deformation along the western North America-Caribbean plate boundary zone, *Geol. Soc. Am. Abs. Prog.* **37**, 420 pp.

- Rogers, R.D., P. Mann, y P.A. Emmet (2007). Tectonic terranes of the Chortis block based on integration of regional aeromagnetic and geologic data in *Geologic and tectonic development of the Caribbean plate in northern Central America*. P. Mann (Editor). *Geological Society of America Special Paper*, **428**, 65-88.
- Rolo, R., J.J. Bommer, B.F. Houghton, J.W. Vallance, P. Berdousis, C. Mavrommati, y W. Murphy (2004). Geologic and engineering characterization of Tierra Blanca pyroclastic ash deposits, in *Natural hazards in El Salvador*. William I. Rose *et al.* (Editors), Geological Society of America Special Paper **375**, 55-67.
- Rosa, H., y D. Barry (1995). Población, territorio y medio ambiente en El Salvador: San Salvador, Programa Salvadoreño de Investigación Sobre Desarrollo y Medio Ambiente (PRISMA) Boletín, **11**, 16 pp.
- Rose, W.I.Jr, T.J. Bornhorst, y R.L. Wunderman (1981). Quaternary calderas of Guatemala and El Salvador and silicic volcanic rocks, *Geol. Soc. Am.* **13** (7), 540-541.
- Rose, W.I., F.M. Conway, C.R. Pullinger, A. Deino, y W.C. McIntosh (1999). An improved age framework for late Quaternary silicic eruptions in northern Central America, *Bull. Volcanol.* **61**, 106-120.
- Rosenblueth, E., y J. Prince (1966). El temblor de San Salvador, 3 de mayo 1965: ingeniería sísmica. *Ingeniería*, **36**, 31-58.
- Rotolo, S.G., y F. Castorina (1998). Transition from mildly-tholeiitic to calc-alkaline suite: the case of Chichontepec volcanic centre, El Salvador, Central America. *J. Volcan. Geothermal Res.* **86**, 117-136.
- Rybicki, K. (1973). Analysis of aftershocks on the basis of dislocation theory, *Phys. Earth Planet. Inter.* **7**, 409-422.
- Sabadini, R., C. Doglioni, y D.A. Yuen (1990). Eustatic sea level fluctuations induced by polar wander. *Nature* **345**, 708-710.
- Schellart, W. (2005). Influence of the subducting plate velocity on the geometry of the slab and migration of the subduction hinge. *Earth Planet. Sci. Lett.* **231**, 197-219.
- Schiek, C.G., J.M. Hurtado, J. Aaron, A. Velasco, S.M. Buckley, B. Smith-Konter, y D. Escobar (2008). Determining Volcanic Deformation at San Miguel Volcano, El Salvador by Integrating Radar Interferometry and Seismic Analyses, *Eos Trans. AGU*, **89** (53), Fall Meet. Suppl., Abstract U51A-0018.

- Schreurs, G. (1994). Experiments on strike-slip faulting and block rotation. *Geology* **22**, 567-570.
- Schreurs, G., y B. Colleta (1998). Analogue modeling of faulting in zones of continental transpression and transtension. In *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. Holdsworth, R.E., Strachan, R.A., Dewey, J.F. (Eds.), *Geological Society of London, Special Publications* **135**, 59–79.
- Schreurs, G. (2003). Fault development and interaction in distributed strike-slip shear zones: an experimental approach. In *Intraplate Strike-Slip Deformation Belts*. Storti, F., Holdsworth, R.E., and Salvini, F. (Eds.), *Geological Society of London, Special Publications* **135**, 35-52.
- Scholz, C.H. (1994). A reappraisal of large earthquake scaling, *Bull. Seism. Soc. Am.* **84** (1), 215-218.
- Scholz, C.H. (2002). *The mechanics of earthquakes and faulting*, Cambridge University Press, Cambridge, 471 pp.
- Scott, W., C. Gardner, G. Devoli, y A. Álvarez (2006). The A.D. 1835 eruption of Volcán Cosigueina, Nicaragua: a guide for assessing local volcanic hazards, *Geol. Soc. Am. Special Paper*, **412**, 167-187.
- Selvaggi, G., B. Castello y R. Azzara (1997). Spatial distribution of scalar seismic moment release in Italy (1983-1996): seismotectonic implications for the Apennines, *Ann. Geophys.* **XL** (6), 1565–1578.
- Short, N.M. (1986). Volcanic landforms in *Geomorphology from Space: A Global Overview of Regional Landforms*. N.M. Short y R.W. Blair (Editors). *NASA Special Publication*, **486**.
- Siebert, L., y T. Simkin (2002). *Volcanoes of the world: an illustrated catalog of Holocene Volcanoes and their eruptions*, Global volcanism program digital information series, Smithsonian Institution, <http://www.volcano.si.edu/world/>.
- Sigurdsson, H., S. Kelley, R.M. Leckie, S. Carey, T. Bralower, y J. King (1997). Leg 165 initial report, Ocean Drilling Program, College Station, **TX**, 865 pp.
- Sigurdsson, H., S. Kelley, R.M. Leckie, S. Carey, T. Bralower, y J. King (2000). History of circum-Caribbean explosive volcanism: Ar (40)/Ar (39) dating of tephra layers, *Proceeding of the Ocean Drilling Program Scientific Results*, **165**, 299-314.

- Simpson, R.W. y P.A. Reasenberg (1994). Earthquake-induced static stress changes on central California faults, in *The Loma Prieta, California Earthquake of October 17, 1989* in *Tectonic processes and models*, R.W. Simpson (editor), U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1550-F, F55-F89.
- Singh, S.K., C. Gutierrez, J. Arboleda, y M. Ordaz (1993). Peligro sísmico en El Salvador. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Slemmons, D.B., E.R. Engdahl, M.D. Zoback, y D.D. Blackwell (1991). Neotectonics of North America—Decade Map Volume to Accompany the Neotectonic Maps, Part of the Continent-Scale Maps of North America. *Geol. Soc. Am.*, Boulder, CO.
- Smith, S.W. y W. Van de Lindt (1969). Strain adjustments associated with earthquakes in southern California, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **59**, 1569-1589.
- Sofield, D. (2004). Eruptive history and volcanic hazards of Volcán San Salvador in *Natural hazards in El Salvador*. William I. Rose *et al.* (Editors), *Geological Society of America Special Paper*, **375**, 147-158.
- Solonenko, V.P. (1973). Paleoseismogeology. *Izv. Acad. Sci. USSR, Phys. Solid Earth* **9**, 3–16.
- Staller, A., J.J. Martínez-Díaz, B. Benito, D. Hernández, M. Díaz, C. Pullinger, C. DeMets, C. Canora, J.A. Álvarez-Gómez, M. Béjar (2008). GPS network to study the evolution of the seismic cycle of stress and strain associated to the El Salvador Fault Zone. *GeoTemas*, **10**, 1567-5172.
- Stein, R.S. y M. Lisowski (1983). The 1979 Homestead Valley earthquake sequence, California: Control of aftershocks and postseismic deformation, *J. Geophys. Res.* **88**, 6477-6490.
- Stein, R.S. (1999). The role of stress transfer in earthquake occurrence, *Nature*, **402**, 605-609.
- Stepp, J.C. (1973). Analysis of completeness of the earthquake sample in the Puget Sound area. *NOAA Technical Report NOS*, **73**, 16-28.
- Stirling, M.W., M.C. Gerstenberger, N.J. Litchfield, G.H. McVerry, W.D. Smith, J. Pettinga, y P. Barnes (2008). Seismic hazard of the Canterbury region, New Zealand; new earthquake source model and methodology. *Bull. New Zealand Nat. Soc. for Earth. Engin.* **41** (2), 51-67.
- Stoiber, R.E., y M.J. Carr (1973). Quaternary volcanic and tectonic segmentation of Central America, *Bulletin Volcanologique*, **37** (3), 304-325.

- Stuiver, M., y P.J. Reimer (1993). Extended 14C data base and revised CALIB 3.0 14C age calibration program. *Radiocarbon*, **35**, 215–230.
- Sylvester, A.G. (1988). Strike-slip faults, *Geol. Soc. Am. Bull.* **100**, 1666-1703.
- Tchalenko, J.S. (1968). The evolution of kink-bands and the development of compression textures in sheared clays. *Tectonophysics* **6** (2), 159-174.
- Tchalenko, J.S. y N.N. Ambraseys (1970). Structural analysis of the Dasht-e Bayaz (Iran) earthquake features, *Geol. Soc. Am. Bull.* **81**, 41-63.
- Toda, S., R.S. Stein, P.A. Reasenberg, y J.H. Dieterich (1998). Stress transferred by the Mw = 6.5 Kobe, Japan, shock: Effect on aftershocks and future earthquake probabilities, *J. Geophys. Res.* **103** (24), 543-565.
- Tsige, M., I. García-Flórez, R. Capote, y R.M. Mateos (2008). Los grandes deslizamientos inducidos por los terremotos de El Salvador del 2001: Control litológico y estructural, *Geogaceta*, **10**.
- Turner, H.L., P. LaFemina, A. Saballos, G.S. Mattioli, P.E. Jansma, y T. Dixon (2007). Kinematics of the Nicaraguan forearc from GPS geodesy, *Geophys. Res. Lett.* **34**, L02,302.
- Van Wyk de Vries, B. (1993). Tectonics and magma evolution of Nicaraguan volcanic systems, Tesis doctoral, Open University, Milton Keynes, UK.
- Villagran, M. (1995). Problems related to seismic hazard in Central America: magnitude estimation, attenuation of seismic waves, seismic hazard assessment for Guatemala city and site response. Master of Science Thesis, Institute of Solid Earth Physics, University of Bergen, Norway.
- Vita-Finzi, C. (1986). Recent Earth Movements—An Introduction to Neotectonics, 226 pp. *Academic Press*, Orlando, FL.
- Vogel, T.A., L.C. Patino, G.E. Alvarado, y P.B. Gans (2004). Silicic ignimbrites within the Costa Rican volcanic front: evidence for the formation of continental crust, *Earth Planet. Sci. Lett.* **226** (1–2), 149–159.
- Wallace, R.E. (1977). Profiles and ages of young fault scarps, northcentral Nevada. *Geol. Soc. Am. Bull.* **88**, 1267-1281.
- Wallace, R.E. (1981). Active faults, paleoseismology, and earthquake hazards in the western United States, in *Earthquake Prediction: An International Review*. D. W. Simpson, y P. G. Richards (Editors.), *Maurice Ewing Ser.* **4**, 209–216. *American Geophysical Union*, Washington, DC.



- Wallace, R.E. (1986). Active Tectonics: Studies in Geophysics, 266 pp. *National Academic Science*, Washington, DC.
- Weertman, J., y J. R. Weertman (1964). Elementary Dislocation Theory, Macmillan, New York, 213 pp.
- Weinberg, R.E. (1992). Neotectonic development of western Nicaragua, *Tectonics*, **11** (5), 1010-1017.
- Weldon, R.J. (1991). Active tectonic studies in the United States, 1987–1990, in *U.S. National Report to International Union of Geodesy and Geophysics 1987–1990*, *Rev. Geophys., Suppl.* 890–906.
- Wells, D.L., y K.J. Coppersmith (1994). New empirical relations among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area and Surface Displacement, *Bull. Seism. Soc. Am.* **84** (4), 974-1002.
- Weyl, R. (1980). Geology of Central America, Gebrueder Borntraeger, Berlin.
- White, R.A. (1985). The Guatemala earthquake of 1819 on the Chixoy-Polochic fault, *Bull. Seism. Soc. Am.* **75** (2), 455-473.
- White, R.A., D.H. Harlow, y S. Álvarez (1987). The San Salvador earthquake of October 10, 1986: Seismological aspects and other recent local seismicity, *Earthquake Spectra*, **3**, 419–434.
- White, R.A., y I. Cifuentes (1988). Seismic history of the Middle America Trench spanning the Guatemala triple junction and an earthquake forecast for western El Salvador. Unpublished document, 24 pp.
- White, R.A., y D.H. Harlow (1993). Destructive upper-crustal earthquakes of Central America since 1900, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **83**, 1115–42.
- White, R.A., J.P. Ligorria, y I.L. Cifuentes (2004). Seismic history of the Middle America subduction zone along El Salvador, Guatemala, and Chiapas, Mexico: 1526-2000 in *Natural Hazards in El Salvador*. Rose, et al., (Eds.), *Geol. Soc. Am. Special Paper*, **375**, 379– 396.
- Williams, H., y H. Meyer-Abich (1955). Volcanism in the Southern part of El Salvador. *University of California Publications in Geologic Sciences* **32**, 1-64.
- Wortel, R., y S. Cloetingh (1981). On the origin of the Cocos-Nazca spreading centre, *Geology*, **9**, 425-430.
- Wu, J.E., K. McClay, P. Whitehouse, y T. Dooley (2009). 4D analogue modelling of transtensional pull-apart basins. *Marine and Petroleum Geology* **26**, 1608-1623.

## BIBLIOGRAFÍA

- Yamashina, K. (1978). Induced earthquakes in the Izu Peninsula by the Izu-Hanto-Okii earthquake of 1974, Japan, *Tectonophysics*, **51**, 139-154.
- Yeats, R.S., y C.S. Prentice (1994). Special Section: Paleoseismology. *J. Geophys. Res., Solid Earth*, **101** (B3).
- Yeats, R.S., K.E. Sieh, y C.A. Allen (1997). The Geology of Earthquakes, 576 pp. *Oxford University Press*, New York.
- Yoshikawa, T., S. Kaizuka, y Y. Ota (1981). The Landforms of Japan. *University of Tokyo Press*, Tokyo.